FOR THE PEOPLE
FOR EDVCATION
FOR SCIENCE

LIBRARY
OF
THE AMERICAN MUSEUM
OF
NATURAL HISTORY

Bound at
A.M.N.H.
1916

# GEOLOGISCHE UND PALÆONTOLOGISCHE ABHANDLUNGEN

HERAUSGEGEBEN

VON

J. F. POMPECKJ UND FR. FREIH. VON HUENE

**NEUE FOLGE. ZWÖLFTER BAND**

**DER GANZEN REIHE SECHZEHNTER BAND**

MIT 48 TAFELN UND 119 TEXTFIGUREN

JENA
VERLAG VON GUSTAV FISCHER
1913—1914

16-7049 87. June 6.

Alle Rechte vorbehalten.

# Inhaltsverzeichnis.


Seite

Heft 1: **Johannes Ahlburg,** Versuch einer geologischen Darstellung der Insel Celebes. Mit 11 Tafeln. (Ausgegeben am 5. Juni 1913.) . . . . . 1—172

Heft 2: **Victor Hohenstein,** Beiträge zur Kenntnis des Mittleren Muschelkalks und des unteren Trochitenkalks am östlichen Schwarzwaldrand. Mit 8 Tafeln (Ausgegeben am 26. Sept. 1913.) . . . . . 173—272

Heft 3: **Georg Wagner,** Beiträge zur Stratigraphie und Bildungsgeschichte des oberen Hauptmuschelkalks und der unteren Lettenkohle in Franken. Mit 9 Tafeln. (Ausgegeben am 31. Okt. 1913.) . . . . . 273—452

Heft 4: **Wilhelm Freudenberg,** Die Säugetiere des älteren Quartärs von Mitteleuropa mit besonderer Berücksichtigung der Fauna von Hundsheim in Niederösterreich nebst Bemerkungen über verwandte Formen anderer Fundorte. Mit 20 Tafeln. (Ausgegeben am 27. Mai 1914.) . . . . . 453—672

# Register zu Band XII [XVI].

Die Zahlen beziehen sich in diesem für den gesamten Band zusammengestellten Register auf die auf dem unteren Rande stehenden Seitenzahlen.


Seite

Acilia gracilis Haeb. . . . . 246
Acrodus lateralis Ag. . . . . 258
Actaeonina alsatica Kok. . . . . 257
„ germanica Kok. . . . . 257
„ Kokeni Hoh. . . . . 257
„ mediocalcis Hoh. . . . . 257
„ sp. . . . . 258
„ scalaris Mstr. var. gracilis Hoh. . 256
„ Villae Hoh. . . . . 257
Alttertiär auf Celebes . . . . . 146
Amethyst im Mittleren Muschelkalk . . . . . 198
Ampullina pullula Qu. . . . . 246
Anhydrit im Mittleren Muschelkalk . . . . . 204
Arcestes sp. . . . . 258
Archaicum auf Celebes . . . . . 140
Arvicola amphibius L. . . . . 663
„ arvalis Pall. . . . . 663
„ glareolus Schreb. . . . . 663
Astarte cf. triasina F. Röm. . . . . 238
Astur sp. . . . . 669
Avicula mediocalcis Hoh. . . . . 222

Bairdienkalk . . . . . 291
Bairdienletten . . . . . 293
Bairdienton . . . . . 419
Bildungsgeschichte des Hauptmuschelkalks und der Unt. Lettenkohle . . . . . 414
Bison priscus H. v. M. . . . . 533
Blaukalke . . . . . 422
Bonebed . . . . . 414
„ Pseudokonglomeratstruktur . . . . . 414
Bos primigenius Boj. . . . . 548
Brachiopoden des Muschelkalks . . . . . 439

Canis aureus Güld. . . . . 606
„ etruscus F. Maj. . . . . 591
„ neschersensis (Croiz.) de Blainv. . . . 591
„ vulpes L. . . . . 610
Capra Kühnsbergi Freud. . . . . 523

Seite

Capra (Hemitragus) Stehlini Freud. . . . . 487
Capreolus caprea Gray . . . . . 563
Cavicornia . . . . . 487
Celebes, foraminiferenführende Kalke . . . . . 91
„ geologischer Aufbau der Nordhalbinsel . . . 42
„ Pik von Bantaëng . . . . . 133
„ Latimondjonggebirge . . . . . 120
„ Limbottodepression . . . . . 50
„ Malibagu-Sankubdepression . . . . . 68
„ Minahassa . . . . . 74
„ Sandangstromgebiet . . . . . 122
„ Länder der inneren Tominibucht . . . . . 7
„ Tektonik . . . . . 155
„ Totok . . . . . 84
„ Versuch einer geologischen Darstellung der Insel . . . . . 1
Ceratiten als Leitfossilien . . . . . 282
„ im Muschelkalk . . . . . 438
Cervus cf. dama vulgaris Brook. . . . . 557
„ elaphus L. . . . . 552. 568
Coluber sp. . . . . 669
Coelostylina Ecki Hoh. . . . . 248
„ gregaria v. Schloth. . . . . 249
„ pygmaea Hoh. . . . . 249
„ signata Kok. . . . . 248
„ solida J. Böhm. . . . . 249
„ cf. Waageni Kittl. . . . . 249
Cricetus frumentarius L. var. major Woldř. . 667
„ phaeus fossilis Nehr. . . . . 667
Cryptonerita elliptica Kittl . . . . . 245
Diplopora lotharingica Ben. . . . . 219
„ sp. . . . . 219
Dolomit . . . . . 424
Dolomitfacies im Hauptmuschelkalk . . . . . 317. 318
Equus germanicus Nehr. . . . . 571
Erinaceus europaeus L. . . . . 660
Eruptivstufen des Tertiär und Quartär auf Celebes . . 147
Euchrysalis (Coelochrysalis) germanica Hoh. 254

Seite

Faciesgebiete im Hauptmuschelkalk . . . . . 287
Felis catus L. . . . . 652
„ chaus . . . . . 648
„ issiodorensis Croiz. u. Job. . . . . 648
„ leo var. spelaea Goldf. . . . . 635
„ lynx L. . . . . 648
„ pardus var. tulliana foss. . . . . 642
Fossilien im Mittleren Muschelkalk . . . . . 215
Foetorius putorius L. . . . . 659
Fränkische Grenzschichten . . . . 280. 291. 323. 345. 428

Gervillia costata v. Schloth. . . . . 223
„ (Hoernesia) socialis v. Schloth. . . 224
„ subcostata Goldf. . . . . 224
Gervillienkalk . . . . . 297. 325. 349
Gekrösekalke . . . . . 427
Gips im Mittleren Muschelkalk . . . . . 182
Glaukonit . . . . . 417
Glaukonitkalk . . . . . 291
Gonodon Schmidi Gein. . . . . 239
Gulo luscus L. . . . . 657

Hauptmuschelkalk, Faciesgebiete . . . . . 287
„ Leitfossilien . . . . . 280
„ Leithorizonte . . . . . 280. 284
„ oberer, in Franken . . . 274. 275. 375
„ im Maingebiet . . . . . 373
Hauptterebratelbank . . . . . 296. 324. 348
Heilbronn, Profil im Salzwerk . . . . . 178
Hippopotamus major Cuv. . . . . 569
Hologyra amabilis Hoh. . . . . 241
„ Eyerichi Nötl. . . . . 241
Homomya cf. Kokeni Phil. . . . . 239
„ ventricosa v. Schloth. . . . . 239
Hornstein im mittleren Muschelkalk . . . . . 199
Hyaena brevirostris Aym. . . . . 622
„ crocuta var. intermedia de Serr. . . 617
„ robusta Weith. . . . . 622
„ striata Zimm. . . . . 611
Hyperammina suevica Hoh. . . . . 220
Hystrix cristata L. . . . . 665

Ichthyosaurus (Myxosaurus) atavus Qu. . . 258
Intermediuskalk . . . . . 297. 325

Kalkfacies im Hauptmuschelkalk . . . . . 317. 340
Kieseloolithe . . . . . 207
Kieselsäure, amorphe im Mittleren Muschelkalk . . . 198
„ Herkunft der Kieselsäure im Mittleren Muschelkalk . . . . . 201
Kochendorfer Facies . . . . . 288
Korallenkalke, Celebes . . . . . 151

Lacerta sp. . . . . 669
Leitfossilien im Hauptmuschelkalk . . . . . 280
Leithorizonte im Hauptmuschelkalk . . . . . 280. 284
Lingula tenuissima . . . . . 440
Lepus europaeus Pall. . . . . 663
Lettenkohle im Maingebiet . . . . . 374
„ untere, in Franken . . 275. 290. 322. 343. 374
Lettenkohlensandstein . . . . . 426
Loxonema (Anoptychia) Janus Kittl. . . . . 247

Seite

Loxonema cf. Schlotheimi Qu. . . . . 247
„ mediocalcis Hoh. . . . . 248
„ (Polygyrina) Lomelli Mstr. . . . . 247
„ sp. . . . . 247

Machairodus latidens Ow. . . . . 624
Mächtigkeitsschwankungen im Hauptmuschelkalk und der Unteren Lettenkohle . . . . . 411
Meles taxus Pall. . . . . 654
Mineralien im Mittleren Muschelkalk . . . . . 197
Monactinellidae . . . . . 221
Modiola salzstettensis Hoh. . . . . 227
„ sp. . . . . 228
Monotis Albertii Goldf. . . . . 224
Mus cf. silvaticus L. . . . . 662
Muschelkalk von Elsaß-Lothringen . . . . . 402
„ Mittlerer am östl. Schwarzwaldrand . 175. 180
„ „ Stratigraphie . . . . . 177
„ stratigraphische Hauptprobleme . . . . 404
„ -Lettenkohlengrenze . . . . . 404
Muschelkalkmeer . . . . . 442
Muscheln im Muschelkalk Frankens . . . . . 440
Mustela vulgaris Briss. . . . . 659
Myoconcha gastrochaena Dunk. . . . . 225
Myophoria elegans Dunk. . . . . 234
„ germanica Hoh. . . . . 231
„ Goldfussi v. Alb. . . . . 233
„ intermedia v. Schaur. . . . . 231
„ laevigata v. Alb. . . . . 228
„ Schmidti Weig. . . . . 230
„ transversa Born. . . . . 231
„ vulgaris v. Schloth. . . . . 229
„ „ var. semicostata Hoh. . 230
Myophoriopis . . . . . 234
„ (Pseudocorbula) gregaria Mstr. 238
„ „ nuculiformis Zenk. . . . . 237
„ (Pseudocorbula) plana Hoh. . 238
„ „ Sandbergeri Phil. . . . . 237
Myoxus glis Pall. . . . . 663
Mytilus (Myalina) eduliformis v. Schloth. sp. 225. 226
„ „ f. praecursor Frech . . . . 262

Naticella acutecostata Klipst. . . . . 245
„ Langi Hoh. . . . . 244
Naticopsis illita Qu. . . . . 242
„ mediocalcis Hoh. . . . . 242
Nautilus bidorsatus . . . . . 438
Neogen auf Celebes . . . . . 146
Neritaria comensis Hörn. var. candida Kittl. 243
„ „ „ „ papilio Stopp. . 243
„ involuta Kok. . . . . 244
„ Mandelslohi Klipst. . . . . 243
Nodosus-Kalk . . . . . 297. 325. 349
„ -Platten . . . . . 299
Nothosaurus sp. . . . . 258

Omphaloptycha Abnobae Hoh. . . . . 251
„ cf. Strombecki Dunk. . . . . 250

Seite
Omphaloptycha cf. pyramidalis Kok. . . . . 250
„ fusiformis Kok. . . . . 251
„ gracillima Kok. . . . . 250
„ „ „ var. suevica Hoh. . . . . 250
„ Kepleri Hoh. . . . . 249
Oolithe des Hauptmuschelkalks . . . . . 425
„ des Mittleren Muschelkalks . . . . . 207
Ophiuren . . . . . 438
Orbiculoidea discoidea . . . . . 439
„ major Wagn. n. sp. . . . . 439
Ovis (Ammotragus) Toulai Freud. . . . . 487
„ antiqua Pomm. . . . . 528
„ argaloides Nehr. . . . . 530
„ arkal Brdt. . . . . 530
„ magna . . . . . 528
„ sp. indet. . . . . 531

Palaeozoicum auf Celebes . . . . . 140
Pecten discites v. Schloth. sp. . . . . 225
„ laevigatus v. Schloth. sp. . . . . 224
„ cf. liscaviensis Gieb. . . . . 225
Pelobates fuscus . . . . . 668
Pemphix Sueuri . . . . . 438
Perdrix cinerea . . . . . 669
Phasianella cf. cingulata Laube . . . . . 254
Pleuromya Ecki Phil. . . . . 240
„ (Homomya) sp. . . . . 240
Promathildia Bolina Mstr. . . . . 255
Proboscidea sp. indet. . . . . 485
Pseudomorphosen nach Anhydrit im Mittleren Muschelkalk . . . . . 204
„ nach Glauberit . . . . . 206

Quartär, Eruptivstufen, Celebes . . . . . 147
„ Säugetiere des älteren Qu. von Mitteleuropa . 455
Quarzkristalle im Mittleren Muschelkalk . . . . . 197

Rana sp. . . . . 669
Rhinoceros etruscus Falc. . . . . 459
„ „ „ race Hundsheimensis Toula . . . . 460
„ „ und Mercki, Racen von . 481
„ Mercki, Oberkiefermilchgebiß . . . . 478
„ -Zähne aus dem Sande von Mauer . . 475
Rhizocorallium . . . . . 221
Riffkalke . . . . . 422

Seite
Säugetiere des älteren Quartärs von Mitteleuropa . . . 455
Schwefelkies im Mittleren Muschelkalk . . . . . 207
Seesterne . . . . . 438
Semipartitus-Schichten . . . . . 291, 345
Septarien . . . . . 427
Serpula (Spirorbis) aberrans Hoh. . . . . 222
„ spirulaea . . . . . 439
„ sp. . . . . 222
Sorex pygmaeus Pall. . . . . 662
„ vulgaris L. . . . . 661
Sphärocodien . . . . . 425
Spirorbis valvata . . . . . 439
Steinsalz im Mittleren Muschelkalk . . . . . 183
Sumalatastufe, Celebes . . . . . 142
Sus scrofa . . . . . 569
Südcelebes . . . . . 127

Talpa europaea L. . . . . 660
Terebratelschichten . . . . . 294, 324, 346
Terebratula (Coenothyris) vulgaris var. minor Wagn. . . . . 439
Tertiär, Eruptivstufen, Celebes . . . . . 147
Trachinerita sp. . . . . 244
Trigonodus-Dolomit . . . . . 342, 409
„ -Kalk . . . . . 382. 409
„ Sandbergeri . . . . . 441
Trochitenkalk . . . . . 351
„ Unterer, am östl. Schwarzwaldrand 175, 190, 265
Trypanostylus Albertii Phil. . . . . 254
Turdus sp. . . . . 669

Uffenheimer Facies . . . . . 398
Undularia (Taxoconcha) Brocchii Stopp. . . 252
„ „ mediocalcis Hoh. . 253
„ „ siliquoolithica Hoh. . . . . 253
Ursus arctos L. var. priscus Goldf. . . . . 575
„ arvernensis Croiz. . . . . 588

Vespertilio sp. . . . . 662

Worthenia sp. . . . . 240

Zellendolomite . . . . . 193
Zellenkalk . . . . . 193
Zentralcelebes . . . . . 93

GEOLOGISCHE UND PALÆONTOLOGISCHE ABHANDLUNGEN

HERAUSGEGEBEN VON

J. F. POMPECKJ UND FR. FREIH. VON HUENE

NEUE FOLGE BAND 12. (DER GANZEN REIHE BAND 16.) HEFT 1

# VERSUCH EINER GEOLOGISCHEN DARSTELLUNG DER INSEL CELEBES

VON

JOHANNES AHLBURG

MIT 11 TAFELN UND 7 FIGUREN IM TEXT

JENA
VERLAG VON GUSTAV FISCHER
1913

Alle Rechte vorbehalten.

# Versuch einer geologischen Darstellung der Insel Celebes.

Von

**Johannes Ahlburg.**

## Vorwort.

Aus der Vereinigung zweier Ziele ist die nachfolgende Beschreibung hervorgegangen. Einerseits war es mein Wunsch, Beobachtungsmaterial, das ich während eines mehrmonatlichen Aufenthaltes auf der Insel Celebes im Jahre 1909 gesammelt hatte, der Oeffentlichkeit zu übergeben. Auf der anderen Seite reizte mich — anläßlich eines mir von der Direktion der Preuß. Geol. Landesanstalt gewordenen Auftrages, die Vorarbeiten zu einer internationalen geologischen Weltkarte im Maßstab 1:5000000 in Angriff zu nehmen — der Versuch, an einem für europäische Begriffe noch recht wenig durchforschten Gebiete, das mir zudem durch eigene Kenntnis näher gerückt war, zu erproben, wie weit unser geologisches Quellenmaterial heute bereits für eine geologische Darstellung in dem angegebenen Maßstabe speziell in den noch wenig erforschten Teilen der Erde ausreicht.

Die nachfolgende Beschreibung zerfällt danach naturgemäß in zwei Teile; im ersten gebe ich eine Darstellung der von mir genauer durchforschten Länder der inneren Tominibucht, im zweiten soll der Versuch gemacht werden, nach der wichtigsten bisher veröffentlichten Literatur sowie vereinzelten eigenen Beobachtungen ein Bild von dem geologischen Aufbau der Insel zu geben, wie es die beigefügte geologische Uebersichtskarte zeigt (Taf. XI).

Ich versäume nicht zu betonen, daß ich selbst diesen Versuch als nur zum Teil geglückt bezeichnen kann; unsere Kenntnis von vielen Teilen der Insel, insbesondere dem nach Flächeninhalt weitaus größten Teile von Zentralcelebes sowie vom Ost- und Südostarme, ist noch viel zu lückenhaft, um bereits ein auch nur annähernd zutreffendes Bild von dem geologischen Aufbau dieser Gebiete zu entwerfen. Während ich mich bemühte, dort, wo eine größere Zahl von Einzelbeobachtungen schon vorlag, dieselben zu einem zusammenhängenden Bilde zu verbinden, mußte dieser Versuch für die genannten Inselteile zum Teil unterbleiben.

Die Erforschung der Insel steckt eben noch zu sehr im Anfangsstadium; konnten doch vor nicht ganz 15 Jahren die Forschungsreisenden P. und F. Sarasin beim Betreten der Insel von sich sagen, daß sie nahezu jungfräulichen Boden zum Felde ihrer Tätigkeit erkoren hatten. Denn sieht man von den damals gewiß schon recht zahlreichen wissenschaftlichen Einzelbeobachtungen ab, die hier und

da den Schleier etwas gelüftet hatten, so fehlte es doch noch an einer gleichmäßigen systematischen Durchforschung der Insel in allen ihren Teilen, nicht bloß in jenen, die auf den von der Kultur gebahnten Wegen mit mehr oder weniger Schwierigkeiten durchreist werden konnten, und es ist das bleibende Verdienst der genannten Forscher, daß sie in nahezu 4-jähriger Forschungsarbeit, oft unter den schwierigsten Verhältnissen, diese Aufgabe nach den verschiedensten Richtungen gelöst haben.

Für manche Teile der Insel ist das von Sarasins zusamengetragene Beobachtungsmaterial noch heute das einzige, auf das wir uns bei dem Entwurf einer geologischen Darstellung stützen können. In anderen Teilen haben andere Forscher, zum Teil gleichzeitig mit ihnen, zum Teil nach ihnen, die Hand angelegt. Seit Mitte der 90er Jahre setzte die Aufnahmetätigkeit der Niederländisch Indischen Regierung, die bereits in den 80er Jahren durch v. Schelle kräftig gefördert war, erneut ein. Anfangs durch Fennema, der seinem Arbeitsfelde so früh durch den Tod in den Fluten des Possosees entrissen ward, später durch Koperberg geleitet, erstreckte sich diese Tätigkeit über den ganzen Nordarm und einen Teil des Ostarmes der Insel. Die zahlreichen von Koperberg während dieser Zeit veröffentlichten Einzelberichte bilden das wichtigste Material für unsere geologische Kenntnis von Nordcelebes, und es ist gewiß zu bedauern, daß diese Aufnahmetätigkeit im Jahre 1906 vorzeitig abgebrochen wurde, ehe es Koperberg möglich war, die zahlreichen bereits in Kartenskizzen niedergelegten Einzelbeobachtungen zu einem Gesamtbilde zu vereinigen. Es ist zu hoffen, daß eine derartige Veröffentlichung doch noch erfolgt.

Gleichfalls auf Nordcelebes waren Molengraaf, Rinne und Buecking längere Zeit tätig; letzterer machte den ersten Versuch einer geologischen Darstellung des damals schon einigermaßen bekannt gewordenen Nordarmes der Insel (30)[1]; späterhin faßte er die aus der Literatur bekannt gewordenen Beobachtungen und Angaben über die ganze Insel zu einer großen Uebersicht zusammen, die, ergänzt durch eine die Fundorte der Gesteine enthaltende topographische Karte, bereits einen gewissen Ersatz für eine geologische Karte der Insel zu bieten vermochte (34).

Die erste Gesamtdarstellung der Insel hat Verbeek auf der geologischen Uebersichtskarte der Molukken in seinem großen „Molukkenverslag" (144) versucht. Verbeek stützte sich neben den genannten und älteren Arbeiten sowie gelegentlichen eigenen Beobachtungen auch noch auf die neueren Forschungen von Wanner u. a., deren Studien über das Mesozoicum der Molukken bis nach Ostcelebes hinübergriffen. Endlich ist neuerdings vor allem die Kenntnis des Inneren von Zentralcelebes durch die im Auftrage der K. Nederl. Aardr. Genootschap ausgeführten Reisen E. C. Abendanons wesentlich gefördert worden.

Wenn ich der Verbeekschen Karte jetzt einen neuen Darstellungsversuch folgen lasse, so geschieht es einmal, weil ich selbst einen weiteren kleinen Baustein in das Kartenbild einfügen kann, andererseits in dem Bestreben, möglichst alle bisher veröffentlichten Beobachtungen zu verwerten und zu einem mehr zusammenhängenden Bilde zu kombinieren. Daß dies nur ein Versuch sein kann, ergibt sich aus der Verschiedenartigkeit und Lückenhaftigkeit des Quellenmaterials, das eine Verwertung heute nur unter mancherlei auf subjektiver Auffassung beruhenden Annahmen ermöglicht, und ich bitte daher auch das gewonnene Bild nach dem ihm zugrunde liegenden Material, nicht nach dem Resultate werten zu wollen.

1) Die eingeklammerten Zahlen beziehen sich auf die fortlaufende Nummerierung des Literaturverzeichnisses am Schlusse dieser Arbeit.

## Einleitung.

Zwei Erscheinungen sind es, die Celebes seit langem unter den Inseln des ostasiatischen Archipels in den Vordergrund des Interesses gerückt haben.

Seine äußere Form, die fingerartig nach vier Richtungen lang ausgestreckten Inselarme, die es zu einem der zierlichsten Inselgebilde des Erdballes machen, hat die Geomorphologen besonders interessiert. Für die einen waren die geschwungenen Linien dieser von hohen Gebirgsketten durchzogenen Inselarme der Ausdruck junger aus dem Meere des Archipels aufgetauchter Faltenzüge. Für die anderen galt dieselbe als Beispiel einer durch sich kreuzende Bruchsysteme zertrümmerten und zu einem Skelett aufgelösten Scholle.

Nicht weniger bedeutend ist indessen die Rolle gewesen, die die Insel bei der Frage nach der alten Scheide zwischen der eurasiatischen und australischen Tierwelt gespielt hat; mit ihr haben sich besonders die Geohistoriker und Tiergeographen beschäftigt. Nachdem insbesondere Wallace in seinen Molukkenforschungen diese Frage erörtert hatte, galt es als sicher, daß jene alte Tierweltgrenze zwischen Celebes im Osten und Borneo im Westen verlaufe. In die schmale Makassarstraße wurde also die alte Scheide der beiden Kontinentalmassen verlegt. Indessen mit der schrittweisen Erforschung des Archipels stellte sich die Aufrechterhaltung einer derartig scharfen Grenzlinie als unmöglich heraus. Zahlreiche faunistische Uebergänge bestehen zwischen den Inseln des Archipels, und wollte man sie alle im geohistorischen Sinne verwerten, so kam man zu der Voraussetzung zahlreicher sich abwechselnder Landbrücken zwischen den einzelnen Inzelgruppen des Archipels. Sarasins haben im dritten Bande ihres Werkes über die Insel (126) den Versuch gemacht, die aus dem faunistischen Bestande sich ergebenden hypothetischen Landbrücken zu rekonstruirern.

Es mußte jedoch ohne weiteres einleuchten, daß auf allen diesen, mehr oder weniger spekulativen Wegen eine sichere Grundlage für die Geschichte des Archipels, insbesondere der Insel Celebes nicht gefunden werden konnte; nur von der exakten Durchforschung des Archipels durfte man sichere Aufklärung über seine geologische Geschichte erwarten, insbesondere über die beiden Fragen, um die sich vornehmlich das Interesse gedreht hatte, ob nämlich der Archipel den Rest einer alten die beiden Kontinente verbindenden Landbrücke darstellt, oder umgekehrt aus einem alten beide Kontinente trennenden Meere infolge junger Faltungsprozesse aufgetaucht ist.

Nicht allein die übermeerische Gestalt macht die Insel Celebes zu einem der rätselhaftesten Gebilde, noch mehr wird dieser Eindruck hervorgerufen bei der Betrachtung der untermeerischen Form, also unter Berücksichtigung der die Insel umgebenden Meerestiefen. Durch die Vermessungen der niederländischen Regierung sowie der Siboga-Expedition ist die Kenntnis des Meeresuntergrundes der Insel neuerdings sehr gefördert worden; die Ergebnisse sind letzthin von Niermeyer (106) in einer Meerestiefenkarte veröffentlicht worden, die bereits mit großer Genauigkeit die Gestalt des untermeerischen Reliefs erkennen läßt (vgl. Taf. VIII, Fig. 1). Indessen auch die früheren Meerestiefenkarten ließen schon erkennen, daß das gespensterhafte Gerippe der Insel untermeerisch seine Fortsetzung finde, daß sich zwischen die schroffabfallenden Inselarme breite, tiefe Senkungsfelder einschalten. Wichmann (156, pag. 225) hat diese für die Erklärung der Entstehung der Insel sehr wichtige Tatsache bereits hervorgehoben und den notwendigen Schluß daraus gezogen, daß die äußere Form der Insel durch gewaltige Bruchlinien bedingt sein müsse.

Die Hauptfrage blieb indessen auch weiterhin, ob das Felsgerüst der Insel den zertrümmerten

Rest einer alten Kontinentalscholle bilde, oder vielmehr durch junge Faltungsprozesse aufgeworfen sei, wie WICHMANN a. a. O. ausgesprochen hat. Die Annahme solcher junger Faltungsvorgänge, die am Werdegang der Insel wesentlich beteiligt seien, wurde dann vor allem von SARASINS bis ins einzelne ausgebaut (vgl. Taf. VIII, Fig. 2); auch VERBEEK und ABENDANON haben junge Faltungsvorgänge als einen wesentlichen Faktor bei der Herausbildung des heutigen Inselgerüstes angesehen.

In unmittelbarem Zusammenhang mit dieser letzten Frage stand aber die weit wichtigere, ob nämlich die Insel dem Reiche einer jener großen Geosynklinalen des Mesozoicums angehöre, in denen sich die jungen Faltungsvorgänge vornehmlich abgespielt haben, oder aber der letzte Rest einer jener starren Festlandsmassen bilde, die die Geosynklinalen des Mesozicums (und älteren Tertiärs) umrahmten und im Gegensatz zu diesen von Meeresbedeckungen nur zeitweilig und in beschränktem Maße betroffen wurden. Die Antwort hierauf fällt somit zugleich die Entscheidung über die Existenz oder Nichtexistenz jener alten hypothetischen Landbrücke zwischen dem asiatischen und australischen Kontinent.

SUESS hat im Band III, 1 seines großen Werkes (139) eine Analyse des Indischen Archipels gegeben und namentlich auf Grund der damals bereits durch SARASINS bekannt gewordenen Beobachtungen über die Insel den Versuch gemacht, sie den aus der Tethysgeosynklinale emporgetauchten Faltenzügen des Archipels einzugliedern. Noch entschiedener hat VERBEEK sich in seinem großen Molukkenwerke (144) für die Zugehörigkeit der Insel zu dem Gebiete der Tethys ausgesprochen. In einem vor etwa 2 Jahren veröffentlichten kurzen Ueberblick über die Geologie von Nordcelebes (18) kam ich auf Grund einer Reihe von Beobachtungen zu einer gegenteiligen Auffassung; das Felsgerüst der Insel besteht nicht, wie man es bei einem jungen Faltengebirge erwarten sollte, im wesentlichen aus jüngerem Sedimente, sondern aus einem alten von der heutigen Gestalt der Insel ganz unabhängig (SO—NW) streichenden Faltengebirge. Jüngere Sedimente spielen auf dem Rumpfe des alten Gebirges nur eine untergeordnete Rolle und beschränken sich auf vermutlich obercretaceische und tertiäre Bildungen. Eine allgemein verbreitete junge Faltung fehlt auf der Insel, ihre heutige Form verdankt sie lediglich der Auflösung des alten Rumpfes längs ungefähr meridional und äquatorial verlaufenden Bruchlinien. Damit schien mir die alte Anschauung von der Existenz einer alten Landbrücke (sinoaustralischer Kontinent), die nur von gelegentlichen Transgressionen während des Mesozoicums betroffen wurde, eine neue Stütze zu erhalten.

Das Wesentliche in meiner damals ausgesprochenen, abweichenden Anschauung waren also nicht allein die die Inselform heute bedingenden Bruchlinien, wie es von anderer Seite dargestellt ist (138), — denn die Existenz dieser Bruchlinien mußte sich jedem ohne weiteres bei der Betrachtung der Insel, insbesondere ihrer untermeerischen Gestalt ohne weiteres aufdrängen — der Kern meiner Darstellung war vielmehr die Annahme, daß die Insel aus einem alten zertrümmerten Festlandsrumpf, nicht aber aus einem der Tethys entstiegenen jungen Faltengebirge hervorgegangen sei (vgl. 18, 21).

Der folgende Versuch einer geologischen Darstellung der Insel soll zugleich Gelegenheit geben, diese Anschauung im einzelnen nachzuprüfen; ich beginne mit der Beschreibung meines eigenen engeren Arbeitsgebietes, der Länder der inneren Tominibucht, also jenes Küstenstreifens des Nordarmes [1]), der den innersten Teil der Bucht von Tomini umrahmt.

---

1) Es sei vorausgeschickt, daß ich im folgenden die einzelnen Inselarme entsprechend der meist üblichen Bezeichnungsweise von Nord über Ost nach Süd als Nordarm, Ostarm, Südostarm und Südarm bezeichne.

# I. Die Länder der inneren Tominibucht.

## Die Landschaft Mauton.

Das Reich Mauton[1]) bildet den nordöstlichen Teil der heute der Assist. Residentschaft Dongala unterstehenden Länder der inneren Tominibucht (vgl. Taf. IX). Die Ostgrenze gegen die zur Assist. Residentschaft Gorontalo gehörige Landschaft Paguat bildet der Molosipatfluss; im Westen reicht das Gebiet bis zu dem Orte Sigenti südlich von Tinombo. Der Radjah dieses Reiches, das früher zu den mächtigsten der Tominibucht zählte, steht im Vertragsverhältnis zur niederländischen Regierung, doch ist seine Macht heute nur noch eine imaginäre, und die Schwäche seines Regimentes zeigt sich schon daran, daß man für den westlichen Teil seines Reiches einen Marsaole — einen eingeborenen Distriktshäuptling — eingesetzt hat, der die Interessen der holländischen Regierung vertritt, so daß dieser westliche Teil des Reiches schon ganz der Hoheit des Radjas entzogen ist.

Die Nordgrenze bildet überall das hohe und unwegsame Zentralgebirge der Insel, das auf dieser ganzen Strecke nur an wenigen Stellen von Europäern überschritten ist. Der Kamm des Gebirges erhebt sich durchschnittlich zwischen 1500 und 2000 m Höhe, erreicht indessen im Westen bei Tinombo, nahezu an der schmalsten Stelle des ganzen Inselarmes im Gunung Sodjolo und Ogoamas Höhen bis zu 3000 m[2]). Vergleicht man diese Höhenzahlen mit der durchschnittlichen Breite der Insel — sie beträgt bei Tinombo etwa 30 km — so vermag man sich bereits eine gewisse Vorstellung zu machen von der Wildheit und Unwegsamkeit dieses Gebirgslandes, das noch dazu durchweg bis zu seinen höchsten Gipfeln hinauf mit einer üppigen, nahezu undurchdringlichen Urwaldvegetation überzogen ist.

Den östlichen Teil des zentralen Gebirgskammes bezeichne ich im folgenden als Mautongrenzgebirge, da es mit seiner ausgesprochenen SO/NW-Richtung das Reich Mauton sowohl nach Osten gegen die Landschaft Paguat, als auch nach Norden gegen Buol abschließt. Dieses Grenzgebirge erhebt sich östlich des Ortes Mauton ziemlich schroff aus dem Meere und steigt unweit der Küste bereits zu Höhen von ca. 2000 m an [Gunung Mauton 1935 m, Gunung Pinditi 2040 m[3])].

Westlich an diese Hauptkette reihen sich ungefähr parallele Ketten an, die indessen niedriger sind — etwa zwischen 1200 und 1500 m — und in ihrem Querschnitte, d. h. von der Küste aus gesehen, das Bild einer stark gegliederten Ost-Westkette ergeben, zumal die größeren Erhebungen ziemlich weit landeinwärts liegen. Erst im Tominigebirge erhebt sich der Zentralkamm wieder zu einer Höhe von 1722 m (Pik von Tomini)[4]), um weiter nach Westen abermals abzuschwellen; auch die Kammlinie des Tominigebirges zeigt ausgesprochene NW-Richtung und erhebt sich gleichfalls schroff aus dem Meere unmittelbar westlich von Tomini.

Auf der ganzen Erstreckung vom Ostrande der Landschaft Mauton bis über Tomini hinaus ist

1) Hier wie im folgenden wende ich ausschließlich die deutsche Schreibweise an; über die schwankende holländische Schreibweise des Namens Mauton vgl. KOPERBERG (71, pag. 174). Für die übrigen Teile der Insel habe ich mich in der Hauptsache der von SARASINS in ihren Werken gegebenen Schreibweise der Ortsnamen bedient.

2) Vgl. unten.

3) Die Zahlen sind der KOPERBERGschen Kartenskizze (71, Taf. 3) entnommen; die Seekarte 1906 gibt für den Pinditi 7500 Fuß, für den Gunung Mauton 5540 Fuß; KOPERBERG verzeichnet südöstlich des Gunung Mauton noch einen Gunung Inasalaä; mir wurde von den eingeborenen Führern Nassalaän für die ganze Kette angegeben. Auf der Karte Taf. IX habe ich die Höhenzahlen der Seekarte von 1906, umgerechnet in Meter, übernommen.

4) Die Seekarte 1906 gibt 5955 Fuß an.

das Zentralgebirge aus Gesteinen der kristallinen Schieferformation zusammengesetzt. Einen guten Einblick in diese Schichtenfolge gewährt das Tal des Mautonflusses, und ich will daher zunächst eine Schilderung dieses Flußgebietes folgen lassen.

Der Mautonfluß mündet bei dem gleichnamigen Orte, dem Sitze des Radjas, ins Meer. Der Gebirgsrand, der noch wenige Kilometer östlich bei Ulongata und Molosipat steil zum Meere abfällt, liegt hier bereits etwa 4 km landeinwärts und macht einer flachen quartären Strandfläche Platz, die aus abwechselnden Fluß- und Meeressedimenten aufgebaut ist. Hier und da, vor allem längs des Gebirgsfußes treten Reste quartärer Korallenkalke zutage, als Zeugen einer jugendlich negativen Strandverschiebung; sie führen die noch heute am Strande zu findende Molluskenfauna. Derartige Kalke finden sich gleich nördlich des Ortes Mauton am Wege zum Kampong[1]) Lubu, ferner nördlich von Salompengo und an dem Reitwege von Mauton über den letztgenannten Ort nach Taupa.

Der Mautonfluß hat von seinem Eintritt ins Gebirge an nahezu nördliche Richtung; in zahlreichen mäandrischen Schlingen windet er sich durch das stark gefaltete, generell N 30 W streichende kristalline Schiefergebirge hindurch. Ungefähr 8 km oberhalb des Gebirgsrandes erhält er von Ost einen Seitenbach, den Ansam (vielleicht identisch mit dem von Koperberg a. a. O. verzeichneten Inasalaä).

Das anstehende Gestein ist in der Hauptsache ein sehr gleichbleibender, heller Muskovitglimmerschiefer, der gelegentlich durch Aufnahme von Feldspat in Muskovitgneis übergeht. Durchsetzt wird der Schiefer von zahlreichen scheinbar lagerartigen Gängen von Aplit und Quarz; beide, Aplit und Quarz, stehen durch Uebergänge in Wechselbeziehung, so daß auch der Quarz in der Hauptsache eruptiven Ursprunges sein dürfte. Die Quarze sind häufig durchsetzt von groben Muskovitschuppen; Pyritkristalle, einzeln wie in Schwärmen, ebenso auch andere Mineralien, vor allem Turmalin, sind im Quarze nicht selten. Gelegentlich fand sich ein milchweißer körniger Quarz ganz durchspießt von zahlreichen bis 10 cm langen Cyanitkristallen.

Gewisse Partien des Glimmerschiefers zeichnen sich durch großen Reichtum an Granaten aus[2]), von kleinsten kaum sichtbaren Einsprenglingen bis zu 2 cm großen Kristallen; wie sich besonders am oberen Siguru erkennen ließ (siehe unten), treten diese Granatglimmerschiefer vornehmlich als Umhüllung großer Linsen von kristallinem Kalke auf, die an mehreren Stellen beobachtet wurden. Eine solche Kalklinse wird vom Mautonfluß, etwa 14 km oberhalb der Mündung, angeschnitten; eine kleines auf dem Kalkzuge von der Höhe herabstürzendes Bächlein hat die herrlichsten Kalksinterterrassen hervorgezaubert. Die eigenartige Form dieser Sinter- und Tropfsteinbildungen hat den Eingeborenen, die sich ihre Entstehung nicht erklären können, zu allerhand Sagen Anlaß gegeben; ein früherer, mächtiger Radja von Mauton soll hier mit seinen Heerscharen und seinem ganzen Kriegsgerät auf einem Kriegszuge versteinert sein. Aehnliche Sinterbildungen finden sich auch vereinzelt am Siguruflusse in den kristallinen Kalkzonen. Die Eingeborenen wußten von heißen Quellen zu berichten, die den Kalken entfließen, es ließ sich indessen nur konstatieren, daß die Temperatur des Wassers in den Quellbächen etwas über der Lufttemperatur lag.

Der Kalk ist am Mautonfluß wie am Siguru ein fast rein weißer, teils grobkörniger, teils sehr feiner, zuckerkörniger Marmor. Durch eingelagerte Graphitschuppen wird er stellenweise grau gefärbt.

Von sonstigen Einlagerungen in den kristallinen Schiefer sind Einschlüsse bzw. Einlagerungen basischer Gesteine zu nennen. Hornblende findet sich sowohl den Glimmerschiefern wie den Gneisen

1) Kampong malayisch = Dorf; Gunung = Berg; Radja eingeborener Fürst.

2) Vgl. Koperberg, a. a. O. pag. 176.

gelegentlich akzessorisch beigemengt. Durch Ueberhandnehmen des Biotites entstehen dunkle Biotitgneise, zuweilen mit porphyrischen Feldspaten (Augengneise), die nicht selten kleine Granaten umhüllen. Hornblende findet sich ferner nicht selten in solcher Anhäufung, daß reine Hornblendeschiefer entstehen.

Während die bisher genannten Einlagerungen am Unterlauf des Mautonflusses mehrfach anstehend beobachtet werden konnten, stellten sich nach oben in immer größerer Zahl zum Teil gewaltige Flußgerölle eines ziemlich mannigfaltig entwickelten Gesteinstypus ein, den man in seiner Gesamtheit wohl als Grünschiefer bezeichnen könnte. Es sind vorwiegend intensiv gefaltete, gebänderte Chloritschiefer, ferner gelegentlich serpentinähnliche, mehr dichte Gesteine, Strahlensteinschiefer usw. Anstehend habe ich die Gesteine nicht mehr gefunden, da ich den Mautonfluß etwa 16 km oberhalb der Mündung verließ, um nach Uebersteigung des westlichen Gebirgsrückens in das Nachbarflußsystem des Tuladengi zu gelangen. Ich komme indessen auf diese Gesteine nochmals zurück.

Der Mautonfluß gilt von alters her als sehr goldreich, und in der Tat muß auch nach allen mir gewordenen Mitteilungen in früheren Zeiten viel Gold in seinen Alluvionen gewaschen worden sein. Ich konnte indessen nur an einem der Hauptgoldwaschplätze, dem G. Radja besaar[1]), wenige Kilometer nördlich von Mauton auf der Ostseite des Flusses gelegen, alluviales Gold in größeren Mengen nachweisen, flußaufwärts fanden sich schlechterdings nur Spuren. Man darf bei allen solchen Angaben, namentlich aus dem Munde der Eingeborenen, über den Goldreichtum ihrer Flüsse nicht vergessen, daß die Wascharbeit von den Eingeborenen fast ausschließlich als Frondienst für ihren Radja ausgeführt wurde, dem $^2/_3$ des gewonnenen Goldes gebührte. Solange der Radja also seine Untertanen zur Goldwäscherei zwingen konnte, war dies für ihn ein immerhin einträgliches Geschäft, mochte der Goldgehalt des Flußsandes auch noch so gering sein; heute, wo sich durch die Handelsniederlassungen an der Küste weit bessere Gelegenheit zum Geldverdienst aus den Schätzen des Urwaldes (Rottang und Dammaharz) bietet ist in den meisten Fällen die Waschschüssel längst an den Nagel gehängt. Ich habe dies auf meinen weiteren Wanderungen, die in erster Linie der Untersuchung des Goldgehaltes in diesen Gebieten der Tominibucht galten, wiederholt feststellen können.

Vom Rastplatze Huata[2]) Nanassy am oberen Mautonfluß führte der Weg im steilen Anstiege zum rechten Talgehänge hinauf. Nach etwa 6 km Wanderung in WNW-Richtung wurde die ungefähr N/S laufende Kammhöhe zwischen dem Mauton und Tuladengiflußsystem bei der Raststätte Randalulu erreicht; das Aneroid zeigte 557 m Meereshöhe an. Eine schmale Lücke im sonst völlig undurchdringlichen Urwalddome gewährte einen beschränkten Ausblick auf das Tandjong[3]) Tuladengi im Süden an der Tominisee, nach Osten auf das östlich des Mautontales sich zu gewaltigen Höhen schroff emporreckende Mautongrenzgebirge (oder Nassalaän). Zu den Füßen lag ein tief eingeschnittenes, nach Süden verlaufendes Flußtal, des Siuntojo, wie sich später herausstellte.

Auf dem eingeschlagenen Dammarpfade ging es weiter in ungefähr nordwestlicher Richtung immer auf der Kammlinie entlang, über den Ratsplatz Lassa Djeva (696 m Meereshöhe) und Marapoi; das anstehende Gestein blieb auf dem ganzen Wege Muskovitglimmerschiefer, einmal wurde eine Linse kristallinen Kalkes überschritten. Da nach 12 km langer Wanderung auf der Kammhöhe der Pfad sich nicht zum westlich liegenden Tale wandte, wurde er verlassen, und einer Bachschlucht folgend ging es quer durch den Urwald nach Westen. Der eingeschlagene Weg brachte uns bald an den Siguru, den

1) G. abgekürzt = Gunung, Berg.
2) Huata = Rasthütte; diese wie die folgenden sind Raststätten der eingeborenen Rottang- und Dammarsucher.
3) Tandjong, abgekürzt Tdj. = Cap.

linken Quellfluß des Tuladengi, aber unerreichbar war an dieser Stelle das Flußbett; in wohl 50 m tiefer senkrecht abstürzender Felsenklamm schäumte und toste der Siguru, und wie Silberfäden schossen die kleinen von den Höhen kommenden Seitenbäche durch die Luft in Staubfällen in die Tiefe. Erst einige Kilometer flußabwärts gelang es, von einer tiefer eingeschnittenen Seitenschlucht aus, mit Hilfe von Rotangseilen sich in das Tal „hinabzulassen".

Die Felsenklamm, die der Siguru hier in gewaltigen Wasserfällen durchbricht, besteht aus einem hellen Augengneis, der indessen flußabwärts bald wieder Glimmerschiefern Platz macht. Die Gerölle im Flußbette — von zum Teil gewaltigen Dimensionen — erwiesen sich auch hier wie am oberen Mautonfluß vorwiegend als Chloritschiefer, ein Beweis, daß auch die Siguruquellen einem größeren Grünsteinmassiv entstammen müssen.

Auf der Wanderung, oder, richtiger gesagt, Kletterei flußabwärts wurden mehreremal mächtige Einlagerungen kristallinen Kalkes durchkreuzt, mit schönen von seitlich herabrinnenden Wasseradern gebildeten Sinterterrassen. Auch die silberweißen Granatglimmerschiefer fanden sich hier in der Nachbarschaft des Kalkes wieder. Der Siguru wendet sich nach anfänglichem N/S-Laufe auf etwa 10 km nach SW, um dann wieder N/S-Richtung anzunehmen. Das Hauptstreichen der Schichten bleibt auf dieser ganzen Strecke NNW bis NW, während das Einfallen stark schwankt. Etwa in der Mitte des SW verlaufenden Flußstückes erhält der Siguru von rechts einen größeren Nebenbach und hier stießen wir nach 2-tägiger Wanderung den Siguru abwärts zum ersten Male wieder auf menschliche Spuren. An der Bachmündung liegt ein Dammarrastplatz und von nun ab laufen Dammarpfade längs der Talgehänge flußabwärts, die die zahlreichen Flußwindungen und vor allem die vielen unpassierbaren Klammen umgehen, die uns das Vorwärtskommen am Oberlaufe so sehr erschwerten. Am Rastplatze Huata Siguru beginnt gneisartiger Granit, das Flußbett wird breiter, die Stromschnellen sind bereits mit leichten Flossen passierbar. Etwa 3 km unterhalb dieses Rastplatzes verschwindet plötzlich das kristalline Gebirge, und dunkle porphyrische Eruptivgesteine treten an ihre Stelle. Die Grenzzone hat über 100 m Breite und ist erfüllt mit grünlichweißen bis reinweißen, von Schwefelkies und Brauneisen durchsetzten Tonmassen. Gleichzeitig mit diesem plötzlichen Uebergang im Gesteinswechsel wird auch der orographische Charakter des Tales ein anderer; die hohen, breiten, wenig gegliederten Bergrücken mit den tiefen klammartigen Talschluchten verschwinden und machen einer flachwelligen Hügellandschaft Platz, in der der Fluß eine breite Talfläche ausgearbeitet hat. Besonders schön ist dieser orographische Gegensatz des Gebirgsvorlandes gegen das Zentralgebirge von der See zwischen Mauton und Tuladengi zu beobachten (siehe unten).

Die porphyrischen Gesteine zeigen ziemlich mannigfaltigen Habitus; es finden sich darunter typische Quarzporphyre, ferner aphanitische, fast pechsteinartige Ergüsse, ferner quarzfreie Hornblendeporphyre und endlich überwiegend Hornblende- und Diabasporphyrite. Trotz dieser großen petrographischen Verschiedenheiten bildet die ganze Gesteinsserie eine geologische Einheit und muß als ein zusammengehöriger Komplex verschiedener vielleicht durch die Altersfolge differenzierter Ergußdecken angesehen werden. Typische geschichtete Tuffe habe ich innerhalb dieser Eruptivserie nicht beobachten können, wohl aber treten vereinzelt Agglomerate von Bomben auf, ganz ähnlich den Diabasbombenanhäufungen (Bombenschalsteinen) des ostrheinischen Devons; durch diese Konglomerate tritt die Porphyritserie von Mauton in Beziehung zu gewissen Porphyritbreccien (Wubudubreccie) der Nordküste der Insel zwischen Sumalata und Kwandang (vgl. unten).

Besonderes Interesse erregte die Grenzzone der Porphyritserie gegen die kristallinen Schiefer,

in der ich schon beim ersten Anblicke eine Störungszone vermutete. Die tonigen Ausfüllungen dieser Zone, wie sie vor allem am Siguru aufgeschlossen waren, ähneln sehr auffallend gewissen im Ausgehenden zersetzten Gangmassen von Sumalata, die Moolengraf eingehend beschrieben und für zersetzte Andesite erklärt hat (1902), so daß die Vermutung nahe lag, auch in den tonigen Bildungen am Siguru zersetzte Andesite zu vermuten, womit der auffallende Gehalt an zersetztem Schwefelkies recht wohl in Einklang stände. Noch ein weiterer Umstand ist bemerkenswert; während der Goldgehalt im Sigurualluvium flußaufwärts ein ganz minimaler war — die meisten angestellten Waschversuche blieben ganz ergebnislos — trat von der Gangzone abwärts eine wesentliche Goldanreicherung im Flußsande ein, die allerdings weiter flußabwärts wieder nachließ. Auch hieraus läßt sich der Schluß ziehen, daß jene Grenzzone eine breite Gangzone darstellt — ich nenne sie im folgenden kurz Siguruspalte — auf der Andesite und in ihrer Gefolgschaft goldhaltige Sulfide emporgedrungen sind. Ihrer ganzen Natur nach stellt diese Gangzone allem Anschein nach eine mächtige Bruchzone dar, längs der die Porphyritserie gegen die kristallinen Schiefer des Zentralgebirges abgesunken ist.

Der Siguru behält südlich der Grenzzone trotz zahlreicher mäandrischer Windungen ungefähr die N/S-Richtung bei; nach etwa 4 km mündet von links ein Nebenbach, der Siuntojo, ein, dessen oberes Tal bereits auf dem Wege vom Mautontal zum oberen Siguru von der Huata Randalulu gesichtet war; etwa 1 km unterhalb der Einmündung des Siuntojo vereinigt sich der Siguru mit dem von rechts zufließenden Sinobulu, um von der Vereinigung ab (Rastplatz Potanga) als Tuladengi dem Meere zuzufließen. Nach vielfach gewundenem Laufe erreicht der Tuladengi den Gebirgsrand am Dorfe Taupa. Bis an den Gebirgsrand bleiben die Gesteine der Porphyritserie ausschließlich das anstehende Gestein; hier und da sind sie von schmalen, pyritführenden Quarzgängen durchsetzt.

Bei dem Dorfe Taupa beginnt die flache Quartärebene, die bis zum Meere eine Breite von ungefähr 10 km besitzt; anfangs fließt der Fluß durch wohl 10 m mächtige, die steilen Uferhänge bildende Flußschotterablagerungen, die mit der Annäherung an das Meer stufenweise unter dem sumpfigen alluvialen Schwemmlande verschwinden. Längs dieser quartären Flußschotterbildungen, ebenso auch direkt am Gebirgsfuße, auf den Porphyriten direkt aufruhend, trifft man besonders am Wege von Taupa nach Mauton (siehe oben) quartäre Korallen- und Muschelkalke.

Im Anschlusse sei gleich über die Beobachtungen auf dem zweiten Zuge in das Sigurutal berichtet. Es lag mir vor allem daran, über die Natur der vermuteten Siguruspalte auch an anderen Punkten Aufschluß zu erhalten. Zu dem Zwecke wurde zunächst der Sinobulu vom Rastplatze Potanga aus etwa 10 km weit aufwärts verfolgt; da der Fluß indessen anfangs nahezu westlich fließt, so wurde die Grenzzone hier nicht erreicht. Die kleinen auf dieser Strecke dem Sinobulu zufließenden Seitenbäche führten nur Porphyritgerölle, schneiden also die Grenze nicht an; wohl aber zeigte sich der Sinobulu erfüllt mit Geröllen kristalliner Schiefer; ebenso war auch der Goldgehalt im Flußsande auf den Sinobulu beschränkt, während die kleinen Seitenbäche kein Gold aufwiesen.

Am Siuntojo, dem bereits genannten linken Seitenbache des Siguru, gelangt es indessen, die Sigurugangzone zu erreichen. In dem felsigen Tale dieses Baches war auch die Verwerfungsnatur der Grenzzone deutlich zu erkennen. Sie war erfüllt mit Porphyritbreccie, die durch Gangquarze und Pyrite verkittet war. Zersetzte Andesite waren indessen hier nicht zu finden. Am Siuntojo war ferner die Gesetzmäßigkeit der Goldführung im Alluvium besonders auffällig; unterhalb der Grenzzone ergeben alle Waschproben ziemlich hohen Goldgehalt, weiter oberhalb fanden sich schlechterdings nur Spuren.

Um über den Verlauf der Grenzspalte östlich des Siuntojo noch Aufschluß zu erhalten — im

Tale des Mautonflusses fehlen bereits die Gesteine der Porphyritserie — wurden die Untersuchungen noch auf zwei kleine Flußläufe westlich von Mauton ausgedehnt, den Toluëjo und den Salompengo, die beide zwischen dem Mautonfluß und dem Tuladengi ins Meer abfließen. Hier, am Austritte dieser Flüsse aus dem Gebirge streicht auch die Grenzzone zwischen den Porphyriten und dem krystallinen Gebirge aus. Andesite ließen sich zwischen dem Toluëjo und einem Seitenbache des Salompengo feststellen, ebenso wurden mehrfach mit Pyrit und Breccien erfüllte Gangquarzmassen angetroffen, die auf die Ausfüllung der Spaltenzone deuteten. Ein erheblicher Goldgehalt war vor allem im unteren Toluëjo zu konstatieren.

Es ist hiernach nicht ausgeschlossen, daß auch der Goldgehalt am Radja besaar östlich des Mautonflusses, der Siguruspalte, die an seinem Südflusse durchsetzen muß, zugeschrieben werden muß (vgl. oben). Die Richtung der ganzen Bruchzone, die auch noch nach Westen über den Siguru hinaus nachgewiesen wurde, ließ sich unter Kombination der einzelnen Beobachtungspunkte in den Flußläufen auf etwa OSO/WNW feststellen.

Auf einer Fahrt von Mauton längs der Küste nach Westen wurde der dritte größere Küstenfluß der Landschaft Mauton erreicht, der Lambunu oder Siënding. Entlang der breiten Strandfläche, die sich südlich von Taupa ausbreitet, wurde das Tandjong Tuladengi umfahren. Von hier bietet sich in den frühen Morgenstunden ein herrlicher Blick auf das Gebirgsland im Norden. Aus dem flachen Vorlande erheben sich zunächst die niedrigen, kuppenförmigen Porphyritberge und dahinter, im scharfen Gegensatze zu den stark gegliederten Vorbergen, und diese wohl um 1000 m überragend, die einförmigen breiten Bergrücken des kristallinen Zentralgebirges. Im Osten präsentiert sich das Mautongrenzgebirge in seiner ganzen Länge, die westlich anschließenden Parallelketten zeigen sich mehr oder weniger nur im Querprofil; sie brechen an der Sigurulinie nieder, während die Mautonkette erst im Meere östlich Molosipat untertaucht.

An der Mündung des Lambunuflusses (Kampong Mogogondo) taucht ziemlich unvermittelt aus der flachen Strandfläche ein kuppenförmiges und im Durchschnitt wohl 100—150 m hohes Hügelland auf, das, wie die Untersuchung weiterhin zeigte, aus vermutlich sehr jugendlichen Eruptivgesteinen aufgebaut ist. Der Pfad den Lambunufluß aufwärts führte anfangs unmittelbar am Fuße dieses nach Westen sich erstreckenden Hügellandes entlang, vorbei an der Siedelung Bolonka — dort zweigt ein Reitweg zu dem im Westen gelegenen Orte Bolano ab — nach dem Hauptorte Siendeng. Südlich dieser größeren Ansiedelung weicht das bisher berührte Hügelland in scharfem Winkel vom Lambunufluß nach Westen ab, und der Fluß durchfließt eine breite Ebene, die Fortsetzung der breiten Ebene von Taupa. Ueber die kleinen Ansiedelungen Udjong und Bonto, die gleichfalls noch in der breiten Talfläche liegen, gelangt man nach etwa 20 km Wanderung in NNW-Richtung an den Gebirgsrand, oder vielmehr in die breite Talfläche, die der Lambunu hier in den Porphyriten ausgearbeitet hat. Der Lambunu bildet sich hier aus der Vereinigung zweier Quellflüsse, einem kleineren von O kommenden, dem Dammar, und dem von W kommenden Hauptfluß, dem Sinapan (Taf. I, Fig. 1).

Das Hauptaugenmerk richtete sich bei der Untersuchung des Lambunuflußsystems wieder auf die Grenzzone zwischen der Porphyritserie und dem kristallinen Gebirge. Eine Wanderung den Dammar aufwärts ergab, daß sein Entwässerungsgebiet die Grenzzone nicht mehr erreicht; er wie seine Nebenbäche führen infolgedessen nur Porphyritgerölle, und alluviales Gold fehlte selbst in Spuren. Der ziemlich gewundene Lauf des Dammar ist ungefähr ostwestlich gerichtet; die Wasserscheide zwischen ihm und dem Flußsystem des Sinobulu im Osten erreicht, soweit sich erkennen ließ, keine nennenswerte Höhe.

In der Umgebung des Rastplatzes am Zusammenfluß des Sinapan und Dammar liegen zahlreiche alte Goldwaschstellen der Eingeborenen, insbesondere Pasampan westlich des Sinapan unweit der Mündung. Hier reichen die alten Flußschotter des Flusses 20–30 m hoch am Talgehänge aufwärts; sie sind von den Eingeborenen nach allen Richtungen durch Gruben und Schächte durchwühlt worden; der Goldgehalt der alten Terrassenschotter ist in der Tat nicht unerheblich; außerdem hat aber auch das Fehlen des Grundwassers die Arbeit der Eingeborenen besonders erleichtert. Ebenso wie in den Terrassen findet sich auch im jetzigen Sinapanbett stellenweise recht reichlich Gold.

Ungefähr 3 km oberhalb der Vereinigung mit dem Dammar erhält der Sinapan von links einen Seitenbach, den Gurinta; der Sinapan besitzt von hier ab westlichen Lauf, um später wieder, wie der Verlauf seines tief eingeschnittenen Tales erkennen ließ, nach N bezw. NW umzuschwenken; er entstammt einem bis 2000 m hohen Bergmassiv — wie sich später herausstellte, Tabuluöh genannt –, das in schroffen Felswänden nach Osten abbricht.

Der Gurinta, den ich weiter aufwärts verfolgte, hat nahezu nordsüdlichen Lauf; überall finden sich im Bachbette die oft tiefgründig zersetzten Gesteine der Porphyritserie aufgeschlossen (Taf. I, Fig. 2). Bald treten die kuppenförmigen Bergrücken nahe an das Bett heran, das Gefälle wird stärker und macht das Vorwärtskommen beschwerlich; riesige Gerölle kristalliner Schiefer füllen bereits fast ausschließlich das ganze Flußbett an. Etwa 10 km oberhalb der Mündung erhält der Gurinta einen rechten Seitenbach, den Malino mbaso. Wenige Kilometer oberhalb desselben treten die kristallinen Schiefer — Muskovitglimmerschiefer — im Bachbette hervor. Die Kontaktzone selbst war nicht aufgeschlossen, indessen ließ sich auch hier feststellen, daß Goldwaschstellen, denen man am unteren Gurinta mehrfach begegnet, weiter aufwärts fehlen. Der Bach enthält große Blöcke kristallinen Kalkes, meist durch eingelagerte Graphitschüppchen grau gefärbt, die nicht weit oberhalb anstehen müssen, auch Graphitglimmerschiefer, die keinen weiten Transport vermuten ließen, zeigten sich in Menge. Ein schwerer Wolkenbruch, wie man ihn wohl nur in diesen Gebirgen unter dem Aequator kennt, und in seinem Gefolge der gefürchtete Bandjir[1]), der uns im Augenblick unser Nachtlager und den größten Teil der eßbaren Habe auf Nimmerwiedersehen davontrug, zwang, hier wie so manches Mal zur vorzeitigen schleunigen Heimkehr.

Nachzutragen ist noch, daß sich unter den Geröllen des Sinapan neben Granit und Aplit auch ein heller feinkörniger Gneis mit Muskovit und Biotit sowie kleinen Granaten fand.

Hiernach zeigt sich also im Flußgebiete des Lambunu dasselbe Bild wie am Tuladengi: das Zentralgebirge ist aufgebaut aus kristallinen Schiefern, Glimmerschiefern mit Einlagerungen von körnigen Kalken, Graphitschiefern, Graniten und Gneisen, während das Vorgebirge aus einer vorwiegend aus Diabasporphyrit bestehenden Eruptivdecke gebildet wird, die längs einer OSO—WNW verlaufenden Bruchzone gegen den kristallinen Zentralstock abgesunken ist.

Ehe ich mich weiter nach Westen wende, will ich noch kurz erwähnen, was Koperberg (71, pag. 174 ff..) über das soeben besprochene Gebiet sagt. Koperberg hat seine Untersuchungen insbesondere längs der Flüsse Mauton und Lambunu ausgeführt und die Grenzlinie der kristallinen Schiefer gegen den Porphyritkomplex im Süden auf seiner Kartenskizze daselbst bereits angegeben. Die Grenze deckt sich ungefähr mit meinen Aufnahmen; die mutmaßliche Bruch- und Gangnatur dieser

1) Damit wird das plötzliche Anschwellen der kleinen Gebirgsbäche zu reißenden Strömen nach solchen Wolkenbrüchen bezeichnet.

Grenzlinie wird von KOPERBERG indessen nicht erwähnt. Die Gesteinsfolge der kristallinen Schiefer faßt auch er als ein zusammenhängendes Ganze auf, ebenso erwähnt er bereits den Granatreichtum der Glimmerschiefer. Stark bezweifeln möchte ich seine Vermutung, daß sich diese Granaten technisch vielleicht verwerten ließen; denn es handelt sich hier trotz der zuweilen recht beträchtlichen Größe der Kristalle um eine viel zu minderwertige Qualität, ganz entsprechend den Almandinen der alpinen Glimmerschiefer, mit denen die Glimmerschiefer des Mautongebirges wie überhaupt alle Gesteinselemente dieses Schichtenkomplexes die auffallendste Aehnlichkeit haben.

Die kristallinen Kalke, die wegen ihrer rein weißen feinkörnigen Beschaffenheit schon eher eine praktische Verwendbarkeit als Marmor in der Zukunft versprechen, werden von KOPERBERG nicht erwähnt, offenbar ist er dem Mautonfluß nicht über den Ansam (Insaläa? KOP.) aufwärts gefolgt; damit ist wohl auch zu erklären, daß er (a. a. O. pag. 171) hervorhebt, die Chloritschiefer, die er als jüngste Stufe der kristallinen Schiefer ansieht, fehlten im Flußgebiete des Mauton und Tuladengi. Dies ist nach meinen Beobachtungen nicht richtig; zweifellos liegen die Quellgebiete des Mauton wie auch des Siguru in einer mächtigen Chloritschieferzone, die, wie wir noch weiter sehen werden, vermutlich den ganzen Kamm des Mautongebirges aufbaut.

Dieselben Chloritschiefer, die, wie wir oben sahen, aus verschiedenartigen stark geschieferten basischen Gesteinen bestehen, treten auch östlich von Mauton bei Molosipat auf und erreichen hier mit dem Kamme des Grenzgebirges nahezu die Küste. Ich lernte die betreffenden Gesteine auf einer Fahrt von Mauton nach Molosipat kennen. Der Molosipatfluß durchbricht in seinem Unterlaufe ein Granitmassiv, das offenbar als Einlagerung im Glimmerschiefer anzusehen ist; etwa 8 km von der Küste wendet der Fluß sich nach NW und verläuft hier ungefähr im Streichen auf der Grenze der Grünschiefer, die den Grenzkamm im NO bilden, und der Glimmerschiefer (vgl. auch KOPERBERG 69, pag. 154). An der Umbiegungsstelle erhält der Molosipat von O einen Seitenbach, den Bolonoöh, an dessen rechtem Talgehänge unweit der Mündung vor einigen Jahren von der Paguatmaatschappji Schürfarbeiten auf ein Kupfererzvorkommen getrieben worden sind (a. a. O. pag. 156). Es treten hier innerhalb der Chloritschiefer linsenförmige Nester bzw. Lager eines kupferhaltigen Schwefelkieses in quarziger Gangart auf; die Mächtigkeit der erzführenden Zone betrug 13 m, der Kupfergehalt schwankte von 1—15 Proz., hat sich indessen besonders nach der Tiefe als nicht nachhaltig genug erwiesen, so daß die Arbeiten wieder aufgelassen sind.

Beachtenswert ist vor allem, daß diese Kiese keinerlei Edelmetallgehalt besitzen, ein Beweis, daß der Goldgehalt der Flüsse im Mautongebirge wohl sicher nicht dem alten kristallinen Gebirge entstammt, auch dort nicht, wo sich einmal, wie am oberen Mauton und Siguru, noch Spuren entdecken lassen: wahrscheinlicher ist vielmehr, daß auch hier der Goldgehalt aus sporadisch auftretenden jüngeren mit Andesiten in Verbindung stehenden Gängen stammt. Besonders deutlich zeigt dies, wie ausgeführt wurde, die Abhängigkeit des Goldgehaltes von der Siguruspalte[1]).

Das Streichen der Kupferlagerstätte von Ilota bei Molosipat läuft parallel dem Generalstreichen der ganzen sie umschließenden Grünschieferzone von SO nach NW (siehe auch KOPERBERG, a. a. O. pag. 156); aus der großen Uebereinstimmung der Gesteine der Grünschieferzone nördlich von Molosipat mit den Geröllen, die der obere Mauton und Siguru führt, glaube ich schließen zu dürfen, daß diese ganzen Gesteine einem einzigen mächtigen Zuge angehören, der auf über 20 km Länge den Grat des

1) In den pyritführenden Aplit- und Quarzgängen des Mautonflusses habe ich keinen Goldgehalt nachweisen können, obgleich diese sauren granitischen Gänge sonst häufig die Träger des Goldes der sog. alten Goldquarzgruppe sind.

Mautongrenzgebirges bildet und die im Westen an ihn anschließenden kristallinen Gesteine von den im Osten folgenden Gebirgsgliedern trennt.

Schon weiter oben wurde betont, daß das Streichen der kristallinen Schiefer im Mauton-, Siguru- und Lambunuflußgebiet zwar manchen Schwankungen unterliegt (im unteren Mautontal zeigt sich z. B. auf längere Erstreckung fast NS-Streichen; generell bleibt indessen auch westlich des Grenzkammes das SO—NW-Streichen bestehen, wie dies vor allem der Verlauf der in den Glimmerschiefern eingeschalteten Einlagerungen (kristalliner Kalk usw.) erkennen läßt. Koperberg verzeichnet nun auf seiner a. a. O. beigefügten Kartenskizze im Anschluß an das Mautongebirge vom Pinditi ab eine nach WSW verlaufende Kammlinie. Dies ist indessen, wie ich gleichfalls schon hervorhob, nach meinen Beobachtungen insofern nicht richtig, als diese scheinbare Kammlinie nur gleichsam das Profil mehrerer nach NW verlaufender Einzelketten darstellt, deren Querschnitte als eine aus mehreren Kulminationspunkten gebildete einheitliche WSW-Kette erscheinen. So wenigstens war der Eindruck, den ich vom Zentralgebirge bei genauer Betrachtung von der See aus erhielt.

## Bolano.

Es wurde bereits darauf hingewiesen, daß längs des rechten Ufers des unteren Lambunu sich ein aus jungvulkanischen Gesteinen bestehendes Hügelland erhebt, das durch die tief ausgebuchtete Quartärfläche des Lambunutales gleichsam vom Zentralgebirge losgetrennt ist. Inmitten dieses Hügellandes liegt eine kleine buginesische Ansiedelung, Bolano[1]), an dem gleichnamigen unbedeutenden Wasserlaufe. Ich erreichte Bolano auf dem bei Bolonka vom Lambunu nach W abzweigenden Pfade; die Entfernung beträgt vom Lambunu etwa 10 km; der Weg führt durch dichten Urwald vorbei an einer kleinen Ansiedelung Tobako; gelegentlich, soweit der Urwald einen freien Blick vergönnt, gewahrt man rechts wie links wohl bis 200 m ansteigende meist kuppenförmige Berge, die kurz vor der Ansiedelung Bolano einer größeren Ebene Platz machen. Die Gesteine, soweit sie mir auf diesem Wege zu Gesicht kamen, bestanden in der Hauptsache aus stark zersetzten Augitandesit-(Basalt?)Laven, deren Blasenräume mit Zeolithen ausgekleidet waren, ferner feinen, deutlich geschichteten Tuffen.

Die Umgebung von Bolano spielt schon seit langem eine gewisse Rolle in der Literatur wegen des Auftretens von Binnenseen, über die allerhand abenteuerliche, meist wohl auf Angaben von Eingeborenen fußende Nachrichten verbreitet sind.

Ich will hier auf die ältere Literatur über die Seen nicht näher eingehen, da sie in dem großen Werke der Sarasins eine kritische Zusammenstellung gefunden hat (125, pag. 157). Nur auf die wichtigste dieser älteren Darstellungen, die von Hoëvell in dem schon genannten Werke (60) gegeben hat, muß ich hier in Kürze zurückkommen, da alle neueren Karten von Celebes (so die Wittkampsche Karte von Nordcelebes, ferner die den Sarasinschen Werken beigegebenen Karten, sogar die neueste 1909 erschienene Karte 1:1 250 000[2]) die Seen von Bolano nach den Hoëvellschen Angaben übernommen haben.

von Hoëvell schreibt a. a. O. pag. 351, daß der Ort Bolano etwa 9 englische Meilen von dem Orte Tuladengi entfernt sei und zwischen zwei Seen liege, von denen der meerwärts gelegene, Bolano Sevu genannt, Salzwasser enthalte, während der oberhalb des Ortes liegende, Batu daka genannt, ein Süßwassersee sei. Die Fahrt flußaufwärts führe zunächst in einen 60—80 m breiten mit Nipapalmen

1) Vgl. Hoëvell (60) pag. 351.
2) Literatur (170).

umsäumten Kreek, dann in einen — 2000 m breiten Salzwassersee, eben den Bolano Sevu, und dann nach $1^1/_2$ Stunden Ruderns den Bolanofluß aufwärts zu der buginesischen Ansiedelung. Von hier sei es abermals eine Stunde Ruderns bis zum See Batu daka.

Die tatsächlichen Verhältnisse liegen indessen anders; der irrtümlich als Balano Sevu bezeichnete Salzwassersee am Unterlauf des Balanoflusses führt einen anderen Namen (Tabutonke), Bolano Sevu und Batudaka, indessen liegen beide oberhalb der Ansiedelung. Auch die von HOËVELL für beide Seen angegebenen Dimensionen treffen in keiner Weise zu.

Eine ungefähr richtige Lage der Seen hat zuerst KOPERBERG (71, Taf. 3) vermutet; doch hat auch er die beiden Seen nicht besucht. Er schreibt a. a. O. pag. 179:

„Nahe bei der nach Schätzung ungefähr 8 km von der Mündung (des Bolano) in nordwestlicher Richtung gelegenen Niederlassung Bolano war an dem braunen sumpfigen Wasserlauf (Kreek) kein Strom zu bemerken. Zu einem Zuge nach den oberhalb gelegenen Seen Bolano sau und Batu dako waren Führer nicht zu bekommen“ (?). KOOPERBERG verlegt also bereits beide Seen oberhalb des Ortes, wie dies auch seine Karte angibt, und schätzt auch bereits nach den ihm gemachten Angaben, daß die Größe der Seen erheblich geringer sein muß, als die bestehenden Karten dies angeben. Er vermutet weiter, daß es sich in beiden Fällen wohl um nicht viel mehr als kleine Sagosümpfe handeln dürfte, und daß der Bolano sau an einem Nebenlauf des Bolanoflusses liege. Weiterhin (s. unten) führt er noch aus, daß die Gesteinsverhältnisse, wasserdurchlässige Laven und Tuffe, in diesem Gebiete die Existenz eines belangreichen Wasserreservoires, noch dazu bei der Regenarmut des Gebietes, überhaupt unwahrscheinlich mache.

Was zunächst den Bolanofluß betrifft, den KOPERBERG als einen noch bei dem Buginesendorf, also etwa 10 km von der Küste, stromlosen Kreek bezeichnet, so ist diese Angabe nicht richtig. Der allerdings sehr schmale und nur mit kleinen Blotos befahrbare Fluß besitzt bei dem genannten Orte noch deutlichen Strom, der sogar stellenweise das Vorwärtskommen mit den Booten recht schwierig macht. Er bildet sich etwa $1^1/_2$ km oberhalb des Ortes aus der Vereinigung zweier kleiner Bäche, deren größerer, mir als Lumba angegeben, von Westen kommt und den Bolano Savu entwässert, während der kleinere, Tanan genannt, dem Batu dako entspringt und in vielfach gewundenem Laufe ungefähr NS-Richtung einhält.

Der See Bolano Savu[1]) wurde von mir vom Dorfe Bolano aus auf ungefähr westlich laufendem Pfade nach $^3/_4$-stündigem Marsche erreicht. Der Weg führt gleich hinter dem Orte am Fuße eines Hügels entlang, der sich aus stark zersetztem Augitandesit (Lava und feinen Tuffen) aufgebaut erwies. Nach Westen reihte sich ein weiterer 100 m hoher Hügel an, an dessen steilem Nordabhang der Weg durch dichtes Urwaldgestrüpp hindurchführte. Unmittelbar am Fuße des Hügels zieht sich ein bis 200 m breiter Sagopalmsumpf entlang, nach dessen Durchschreitung man an den See gelangt. Eine Befahrung desselben lehrte zunächst, daß er eigentlich aus zwei durch eine schmale Landzunge voneinander abgetrennten Teilen besteht, einem größeren Westbecken und einem kleineren Ostbecken. Rings um die Wasserfläche laufen Sagosümpfe, doch nur längs des Ostsees erreichen sie beträchtlichere Breite; den Westsee umschließt nur ein schmaler Saum, denn schroff fallen hier von allen Seiten, vor allem von

1) HOËVELL schreibt Bolano sawu, wie auch mir angegeben wurde, KOPERBERG hingegen B. sau; ersteres ist wohl richtiger. Sawu bedeutet nach meiner Erkundung Rastplatz, die Dammarbesucher von Bolano pflegen hier zu rasten. A. WICHMANN (156, pag. 258) schreibt B. davu und B. duva; dies ist sicher falsch und offenbar auf einen Irrtum zurückzuführen, da HOËVELL, auf den W. sich beruft, an beiden zitierten Stellen Bolano Sawu schreibt.

Norden, Westen und Süden, die umschließenden Höhen zum Seeufer ab (Taf. II, Fig. 1). Diese Höhen, die im Westen wohl 150 m über den Seespiegel ansteigen, bilden einen wenig gegliederten Kranz, der den See von fast allen Seiten umschließt; nur auf der Ostseite an der Verbindungsstelle mit dem Ostsee senkt sich der Kamm allmählich bis zur Wasserfläche hinab, obgleich die von Süden vorragende Landzunge gleichfalls ziemlich hoch ist; sie besteht ebenso wie die umliegenden Höhen aus stark zersetzten Laven und Tuffmassen. Fährt man mit einem Boote bis in die Mitte des Westbeckens, so glaubt man sich in einem von allen Seiten eingeschlossenen, nahezu kreisrunden Kratersee zu befinden. Weniger deutlich läßt der östliche Seeteil eine solche Form erkennen; auch ihn umsäumen zwar im Norden wie im Süden dieselben Bergrücken und im Westen die schmale Landzunge, nach Osten indessen treten die Bergflanken auseinander und lassen das Becken nach dieser Seite völlig offen erscheinen; auch sind die flachen, mit Sagosümpfen bestandenen Uferränder des Ostbeckens erheblich breiter.

Der Durchmesser des Westsees (Bolano Sawu besaar) beträgt nach meiner Schätzung 400 m; der Ostsee hat eine freie Wasserfläche von ca. 250 m Durchmesser; seine Tiefe wurde mir von den Führern zu 40—50 m angegeben, über den Westsee konnte ich keine Angaben erlangen, doch soll derselbe, was nach der Form der Uferränder wohl möglich ist, noch tiefer sein. Leider hatte ich selbst keine Mittel zur Hand, Messungen auszuführen und die gemachten Angaben zu kontrollieren. Auf den ersten Blick scheint die Tiefe von 40—50 m für den Ostsee hoch zu sein, wenn man die breiten flachen Sumpfstreifen an seinen Ufern in Betracht zieht, die ja zweifellos als eine Verlandung ursprünglichen Seebodens anzusehen sind. Indessen zeigt das Wasser oft unmittelbar am Rande der Sagodickichte beträchtliche Tiefe, so daß ich den Eindruck gewann, daß diese Sumpfpflanzen, insbesondere die Sagopalmen, imstande sind, stellenweise schwimmende Verlandungsdecken zu bilden.

Für die Beurteilung der Frage nach der Entstehung des Sees ist neben der auffallenden Form vor allem der Umstand wichtig, daß die ihn rings umrahmenden Berge aus augenscheinlich recht jugendlichen Laven und Tuffen bestehen; beides deutet wenigstens für den Westsee darauf hin, daß er einen alten Kratersee darstellt; ob der Ostsee einem Zwillingskrater seine Entstehung verdankt oder etwa nur durch Aufstauung am Ostrande gebildet ist, läßt sich schwer entscheiden; für letzteres spricht die Tatsache, daß der Höhenkranz, der den Ostsee umgibt, nach Osten weit zurücktritt, andererseits das kleine Bächlein, das heute den See entwässert, wohl keineswegs imstande gewesen sein wird, einen hohen Bergwall nach und nach bis zu der heutigen Breite zu erodieren.

Daß im übrigen die alten Kraterformen hier nur noch in ihren Umrissen erhalten geblieben sind, darf vielleicht nicht wundernehmen, da sonstige Anzeichen einer rezenten vulkanischen Tätigkeit in der Umgebung von Bolano, wenigstens soweit mir bekannt geworden, nicht vorhanden sind. Es handelt sich hier offenbar um ein jungtertiäres oder mindestens diluviales Vulkangebiet, dessen Formen bis auf wenige Reste, eben den Bolano Sewu-Krater und, wie wir noch sehen werden, wahrscheinlich auch den Batu dako, zerstört worden sind. Auf ein solches Alter weist auch die intensive Zersetzung der Laven und Tuffe, ferner die durch Koperberg festgestellte Tatsache, daß im westlichen Teil dieses Eruptivgebietes noch junge Meeressedimente auf den vulkanischen Bildungen ruhen (s. unten).

Der Bolano Sewu wird an seinem Ostrande durch einen kleinen Bach entwässert, den schon erwähnten Lumba. Ich fuhr ihn in schmalem Bloto abwärts, ein mühsamer und nicht ganz ungefährlicher Weg, denn durch schier undurchdringliches Bambus- und Palmdickicht schlängelt sich das Wässerchen hindurch, so daß das Boot oft mehr getragen als gerudert werden mußte, das Dickicht selbst aber bietet zahlreichen Krokodilen einen guten Schlupfwinkel, um derentwillen übrigens auch der See bei den

Eingeborenen recht gefürchtet ist. Der Lumba besitzt bis zur Vereinigung mit dem Tanan ziemlich starkes Gefälle; anstehendes Gestein wurde allerdings nur kurz vor den Zusammenfluß beobachtet; es erwies sich zu meiner Ueberraschung als ein stark zersetzter mittelkörniger Granit. Das Vorkommen von Granit im Untergrunde der jungvulkanischen Gesteine von Bolano findet aber eine Bestätigung in den Beobachtungen von Koperberg [1]); er gibt bereits auf seinem mehrfach erwähnten Kärtchen (71, Taf. 3) zwei Punkte östlich der Ansiedelung Bolano an, längs des Weges nach Siendeng, an denen gleichfalls Granit unter der jungvulkanischen Aufschüttung zum Vorschein kommt.

Vom Lumba wandte ich mich den Tanan aufwärts, um den Batu dako [2]) zu erreichen. Nur mit größter Mühe gelang es, das Bloto in dem schmalen und vielgewundenem Wasserlaufe vorwärtszubringen. In $2^1/_2$-stündiger Fahrt vorbei an den Pflanzungen von Bolanesen gelangten wir bis nahe an die Südseite des Sees. Auch hier bietet sich der überraschende Anblick eines von steilen Berghängen umrahmten runden Wasserbeckens; nur nach der Süd- bzw. Südwestseite ist der Bergkranz unterbrochen. Der Durchmesser des Sees mag etwa 250 m betragen; eine Befahrung desselben war mir leider nicht mehr möglich, da starker Regen einsetzte. Auch die Felswände an seinem Nordufer, nach denen er seinen Namen trägt (großer Stein), habe ich infolgedessen nicht zu Gesicht bekommen. Gleichwohl drängte sich auch hier nach der Form der umgebenden Berge die Vermutung auf, daß der See in einem alten, schon stark zerstörten Krater liegt. Ueber die Tiefe wußten die Eingeborenen keine Angaben zu machen.

Flußabwärts wurde nach 2-stündiger Fahrt Bolano wieder erreicht.

Von Bolano schlug ich einen längs des Flußtales am Hange der östlichen Hügelkette entlang führenden Pfad ein; hier und da wurde anstehendes Gestein beobachtet, eine stark zersetzte blasige Andesitlava. Nach etwa 4 km wurde, zuletzt in steilem Abstieg von etwa 50 m, der Seeboden erreicht, der hier eine langgestrekte, rings von Hügelrücken umsäumte Lagune bildet. Diese Lagune ist offenbar der von Koperberg a. a. O. pag. 180 beschriebene Salzwassersee Tuju. Sie ist stellenweise dicht mit Mangroven bestanden und wird nur zur Flutzeit vollständig überschwemmt; wir konnten sie zum größten Teil noch trockenen Fußes durchschreiten. Westlich von dieser langgestreckten Lagune liegt, durch einen schmalen Hügel von ihr getrennt und gleichfalls ganz von Höhen umrahmt, der große langgezogene Kreek Tabutonke, in den der Bolanofluß einmündet; es ist dies jener Salzwassersee, der in den früheren Beschreibungen fälschlich als Bolano sewu bezeichnet ist. Ein schmaler, mit Nipapalmen bestandener Kanal verbindet den noch Brackwasser enthaltenden Tabutonke mit einem gleichfalls von Mangrove und Nipa umsäumten Salzwasserkreek von etwa 80 m Breite und 1 km Länge, der die Verbindung des Tabutonke mit dem Meere herstellt. An der Mündung dieses Kreeks, zwischen dem Strande und kleinen ihm vorgelagerten Inseln liegt eine kleine Bajoresenansiedelung (Bolano Badjo), deren Hütten zum Teil in die Flutzone des Meeres gebaut sind. Unmittelbar am Strande erhebt sich eine Hügelkette, die sich mit zunehmender Höhe nach Westen bis zum Kap Santigi fortsetzt; am Steilufer des Strandes (vgl. Taf. II, Fig. 2) sind abwechselnde Lagen von Tuffen und Lavaströmen mit deutlicher Blockstruktur und Schlackenkrusten an den Stromoberflächen aufgeschlossen.

Das Kap Santigi bildet, wie ein Blick von der See auf diese Küstenkette erkennen läßt, den Kulminationspunkt des Berglandes mit einer Höhe von etwa 300 m. Westlich des Kaps biegt die Küste scharf nach NW um, begleitet auch weiterhin von einer etwa 250 m hohen, ziemlich ungegliederten Küstenkette, die in der Hauptsache aus den gleichen Gesteinen wie bei Bolano aufgebaut ist.

1) Die Koperbergschen Arbeiten waren mir beim Aufenthalte in der Tominibucht leider noch nicht bekannt.
2) Batu dako = großer Stein.

Am Tandjong Batu pahat (löchriger Stein) bilden die Eruptivmassen auf größere Erstreckung ein felsiges Steilufer, in das die Meeresbrandung tiefe Hohlräume und Löcher eingefressen hat; daher der Name; das Gestein erwies sich als ein ziemlich gleichmäßig körniger Dazittuff mit bis nußgroßen dunklen biotitreichen Einschlüssen.

Vom Kap Tabuluöh weicht das Gebirge scharf von der Küste nach Norden ab, zwischen sich und der Küste ein nach Westen geöffnetes breites Flachland einschließend. Durch diese Strandebene gelangt der erste größere Wasserlauf vom Bolanofluß westwärts zum Meere, der Ongka; er führt bereits Gerölle kristalliner Schiefer, schneidet aber in seinem Unterlaufe auch die jungvulkanischen Gesteine des Bolanogebietes an. Desgleichen erreicht auch der weiter westlich in die Tominisee mündende Ulafluß in seinem Oberlauf das Eruptivgebiet und verläuft hier sogar auf größere Erstreckung längs der Grenze der jungvulkanischen Gesteine gegen die kristallinen Schiefer des Zentralgebirges, wie Koperberg gelegentlich einer Untersuchung des Ulaflusses festgestellt hat (71, pag. 180). Die Grenze verläuft ungefähr N 20° O und wird, wie ich vermute, von einer in dieser Richtung verlaufenden mächtigen Verwerfung gebildet, die außerdem noch markiert zu sein scheint einmal durch den Steilabbruch der Eruptivgesteine nördlich von Ongka, ferner durch den mächtigen Gebirgsabbruch, der sich weiter im Norden in der Richtung dieser Verwerfung an steilen Felsabstürzen bemerkbar macht. Ich habe diese auffälligen Steilabhänge allerdings nur von der Küste, aber immerhin mit dem Fernglase sehr deutlich beobachten können; westlich des Abbruches erhebt sich ein mächtiges Bergmassiv, das mir als Tabuluöh bezeichnet wurde; es ist offenbar ident mit dem auf der Koperbergschen Karte mit 1919 m bezeichneten Bergstock, der bereits vom oberen Sinapan erwähnt wurde; ich vermutete an seinem Ostabhang die Quellen des Sinapan. Ebenso scheint der Ula und seine Quellflüsse von seinem Südabhange zu kommen. Oestlich des Tabuluöhabbruches dehnt sich ein erheblich flacheres, plateauartiges Bergland (ich schätzte es von der See auf durchschnittlich 500 m, den Tabuluöh auf 1700 m). Dieses Bergland muß nach meinen Aufmessungen bereits im Flußgebiet des unteren Sinapan und des Gurinta liegen und besteht danach wahrscheinlich aus den Gesteinen der Porphyritserie. Im Südwesten lehnen sich an die Porphyritzone die am Ongkafluß weit vorgeschobenen jungvulkanischen Gesteine von Bolano an, während im Osten die Südbegrenzung durch die breite Talfläche des Lambunu und weiterhin des Tuladengi gebildet wird. Wie die Siguruspalte, die die Porphyritserie nach Norden gegen die kristallinen Schiefer begrenzt, nach Westen endet, läßt sich heute noch nicht entscheiden; ich vermute indessen, daß sie am Tabuluöhabbruch ihr Ende findet; denn mit ihr fehlen im Westen auch die Gesteine der Porphyritserie.

Das Eruptivgebiet von Balano ist nach dem Gesagten nahezu von allen Seiten bekannt; nur die Begrenzung im Nordosten ist teilweise noch unklar. Im Osten bildet die Begrenzung das Lambunutal und zum Teil der Lambunufluß selbst, im Süden und Südwesten das Meer, im Westen endlich der Ongkafluß und im Norden der obere Ula.

Es muß zunächst auffallen, daß dieses ganze, immerhin wohl über 200 qkm große Gebiet außer dem winzigen Bolanofluß keinerlei Abflüsse zum Meere sendet. Koperberg führt dies a. a. O. auf die Durchlässigkeit der Gesteine wie auf die Regenarmut des Gebietes zurück. Nur letztere kann aber für die Abflußlosigkeit in Betracht kommen, und in der Tat ist das Gebiet auch sehr regenarm, so sonderbar dies in einem Lande, in dessen Innern tagtäglich schwere Wolkenbrüche niedergehen, klingen mag. Jene wolkenbruchartigen Gewitterregen sind indessen nur auf das hohe Bergland im Innern beschränkt, die Küste erreichen jene Unwetter in den seltensten Fällen. Während der 2 Monate,

die ich mich in Mauton aufhielt, ist wohl kaum ein Tag vergangen, an dem nicht der Bandjir aus den Bergen im Mautonfluß herniedergebraust kam, aber nur an wenigen Tagen haben sich die Niederschläge bis an die Küste bei Mauton fortgesetzt. Da nun das Bergland von Bolano dem regenspendenden Hochgebirge noch ferner liegt, es zudem von den Wasserabflüssen des Hochgebirges durch die Flußsysteme des Lambunu und Ula ganz abgeschnitten wird, so kann die Wasserarmut des Gebietes nicht weiter wunder nehmen.

Mit wenigen Worten muß ich hier noch auf die Darstellung zurückkommen, die Koperberg a. a. O. Taf. 3 von dem Gebiete von Bolano gibt. Er trennt auf diesem Uebersichtskärtchen die Eruptivgesteine von Mogogondo und Bolano bis Tandjong Santigi von den weiterhin an dem Westrande des Gebietes auftretenden Tuffen; erstere werden als Diabase und Porphyrite bezeichnet und mit den Gesteinen der Porphyritserie vereinigt, die südlich der Siguruspalte als ein geschlossener Komplex auftreten, während die letzteren, die Dazite und Dazittuffe, einer jüngeren Eruptionsperiode angehören hören sollen.

Weiterhin entwickelt Koperberg die Ansicht, daß diese jüngeren Ergüsse und Tuffe einem gemeinsamen Vulkanherde entstammen sollen, dessen Eruptionszentrum in der Tominisee südlich des Tandjong Santigi zu suchen sei. Der nördliche Teil dieses submarinen Vulkanes soll dann in jüngster Zeit über den Spiegel des Meeres gehoben sein (s. unten). Koperberg sah sich zu dieser Annahme veranlaßt, weil sich das Eruptivgebiet, von der westlichen Küste aus gesehen, als ein niedriges ungegliedertes Tafelgebirge zu erkennen gibt, mithin auf eine einheitliche von Süden stammende — da nach dieser Richtung der Kamm zum Kap Santigi ansteigt — Aufschüttung hindeute. Weiter weist er noch zur Stützung seiner Ansicht auf das gelegentliche Vorkommen von Korallenkalken im Eruptivgebiete hin, ebenso auf die Seen von Bolano inmitten des Gebirges, die als alte Meeresreste gleichfalls für eine frühere Meeresbedeckung sprechen könnten. Die Korallenkalke habe ich selbst nicht kennen gelernt; die Seen von Bolano sind indessen wenig geeignet, die Koperbergsche Ansicht zu stützen. Sind dieselben — und dafür spricht nach den obigen Ausführungen manches — alte Kraterseen, so liefern sie gerade den Beweis, daß das Eruptivgebiet von Bolano terrestrischen Ursprunges ist, und nicht einem einzigen, sondern zahlreichen Eruptionspunkten seine Entstehung verdankt, aus einer Reihe mehr oder weniger isolierter Vulkane aufgebaut gewesen ist, die allerdings infolge ihres Alters heute bereits stark der Zerstörung anheimgefallen sind und ihre ursprüngliche Form nur noch an wenigen Stellen verraten.

Auch der Versuch einer Trennung der Eruptivgesteine des Gebietes von Bolano — wenigstens dem Alter nach — scheint mir nicht annehmbar zu sein. Gewiß finden sich namentlich längs der Westküste quarzhaltige Plagioklasgesteine neben ganz quarzfreien basischen, wahrscheinlich sogar olivinhaltigen Ergüssen. Andererseits stehen beide Gruppen von Gesteinen durch das ständige Wechsellagern der Ergüsse mit echten, oft feingeschichteten Tuffen einander der Entstehung nach sehr nahe, während mit den Porphyriten längs der Siguruspalte, denen typische Tuffe ebenso wie echte blasenreiche Laven ganz fehlen, keine Aehnlichkeit besteht; auch treten dazitische Laven und andesitische ziemlich regellos durcheinander auf; so besteht z. B. der Hügel bei Mogogondo an der Mündung des Lambunu aus einem frischen rötlichen Dazitgestein, wo die Koperbergsche Karte Diabas und Porphyrit verzeichnet, während umgekehrt bei Bolano, wo die Koperbergsche Karte mehrere Inseln von Dazit verzeichnet, nach meinen Beobachtungen das vorherrschende Gestein eine Augitandesitlava ist.

Uebrigens besitzt das Quartär in der Umgebung von Bolano nach meinen Beobachtungen nicht die Ausdehnung, die ihm KOPENBERG auf seinem Kärtchen gibt.

Hiernach glaube ich schließen zu können, daß die Umgebung von Bolano ein vermutlich jungtertiäres bzw. altquartäres Eruptivgebiet darstellt, dessen Ergüsse in dazitische und andesitische Laven und Tuffe differenziert sind; die dazitischen Gesteine bilden die wenig gegliederte Umrahmung des Gebietes im Westen und Süden und stellen demnach vermutlich die Unterlage der darauf folgenden andesitischen Ergüsse dar. Die Vulkanformen sind heute nur noch in Resten und auch nur im inneren — also wahrscheinlich jüngsten — Teil des Gebietes erhalten geblieben; die beiden Seen von Bolano stellen die Kraterbecken solcher heute bereits stark der Zerstörung anheimgefallener Vulkane dar.

Die von KOPERBERG zuerst beobachteten Granitvorkommen nördlich von Bolano, ebenso die von mir festgestellten Inseln von Granit am Lumba und Tanan legen den Gedanken nahe, daß der Untergrund des Eruptivgebietes von kristallinen Steinen gebildet wird. Vergleichen wir dieses Ergebnis mit den Beobachtungen südlich der Siguruspalte, wo wir eine wohl sicher erheblich mächtige Folge von porphyrischen Decken gegen das kristalline Zentralgebirge abgesunken fanden, ohne daß an einer Stelle das alte Gebirge darunter zum Vorschein kam, so führt das Wiedererscheinen des Granites im Untergrunde der vulkanischen Gesteine von Bolano zu der Annahme, daß dieser Granitsockel einen Horst darstellt, die Porphyritserie am Siguru und Lambunu hingegen einen zwischen zwei ungefähr WNW streichenden Bruchlinien eingesunkenen Graben [vgl. hierzu (18), pag. 200ff. fig. 2 und Taf. X Prof. Fig. 7].

### Das Bergland von Tomini.

Westlich des Gebietes von Bolano tritt das kristalline Kerngebirge, das von Mauton nach Westen mehr und mehr von der Küste zurückgewichen war, erneut an die Tominisee bzw. die ihr vorgelagerte Strandfläche heran. Längs der vermuteten N/S-Störung Ongka-Tabuluöh schneidet sowohl die Porphyritserie wie auch das Eruptivgebiet von Bolano mit seinem Granitsockel ab.

Die Quartärfläche zwischen Zentralgebirge und Küste besitzt westlich des Ulaflusses noch etwa 8 km Breite, verschmälert sich indessen im weiteren Verlaufe nach Westen mehr und mehr, um endlich westlich des Ortes Tomini ganz zu verschwinden. Hier erreicht das Zentralgebirge selbst das Meer auf eine Erstreckung von mehreren Kilometern. Von wohl 1000 m Höhe stürzt das Massiv des Piks von Tomini mit schroffen Felswänden zum Meere ab; wenige 100 m vom Strande zeigt das Meer bereits 200 m Tiefe.

Es wurde oben schon hervorgehoben, daß der Ongkafluß [1]) kristallines Schiefermaterial (Muskovitglimmerschiefer) in seinem Flußbette führt, nach der Lage seines Oberlaufes ist es indessen nicht ganz sicher, ob der Lauf das kristalline Gebirge selbst erreicht, und es ist nicht ausgeschlossen, daß das Geröllmaterial seines Bettes zum Teil dem benachbarten und ihm stellenweise sehr genäherten Ulaflusse entstammt. Daß dieser aus dem kristallinen Zentralgebirge kommt, ist durch die schon erwähnten Untersuchungen KOPERBERGS festgestellt worden.

Der Ulafluß gabelt sich etwa 7 km von der Küste; der linke Quellfluß, Malino, kommt von Osten aus dem Dazitgebiet, während der Quellfluß — mir als Bossagon nach einem Kampong Bossagon an seinem Unterlaufe bezeichnet, nach KOPERBERG indessen als Ula angegeben in ungefähr nordsüd-

1) Vgl. Anm. 1 der nächsten Seite.

lichem Laufe die Grenze zwischen den kristallinen Schiefern und den jungen Eruptivgesteinen einhält. Der Ula führt, ebenso wie die weiter nach Westen folgenden kleinen Küstenflüsse bis Tomini, wieder alluviales Gold, das indessen nur in geringen Spuren auftritt.

Die wichtigeren der nun folgenden Küstenbäche sind der Ogodako (großes Wasser), der Mobang und Mopango, der Tinombali, der Banatalan, Molili und endlich der Tominifluß. Vom Tinombali an treten die Glimmerschiefer in den Flußgeröllen zurück und Grünschiefer in mannigfacher Ausbildung ähnlich wie im Molosipat und oberen Mauton, bilden das fast ausschließliche Geröllmaterial. Ich habe nur die drei westlichen der genannten Flüsse genauer untersucht. Der Banatalan mündet bei Oja ins Meer[1]). Von hier führt ein Pfad quer über das Gebirge zur Nordküste bei Dondo. Der Weg soll in 36 Stunden (nach Hoëvell a. a. O. und auch mir gemachten Angaben) zurückzulegen sein. Das Gebirge beginnt am Banatalan bereits 2 km von der Küste in ziemlich steilem Anstiege. Im felsigen Bachbette des Banatalan beobachtet man lediglich Chloritschiefer mit gelegentlichen Einlagerungen diabas- und serpentinähnlicher Gesteine. An einer Stelle durchkreuzt das Bachbett ein mehrere Meter breiter Aplitgang; Aplit fand sich auch als Geröll im Flusse ziemlich zahlreich, so daß anzunehmen ist, daß derartige Aplitgänge in größerer Zahl die Grünschiefer durchsetzen. Von Granit zeigte sich auffälligerweise keine Spur. Der Flußsand führte große Mengen von Magneteisensand, meist noch mit deutlicher oktaëdrischer Form, der offenbar den Chloritschiefern entstammt.

Ein Untersuchungszug den Molilifluß aufwärts führte am Gebirgsrande zunächst zur Feststellung eines dunklen Hornblende-Biotitgneises; nach N, d. h. flußaufwärts folgt auf diesen wieder Chloritschiefer wie am Banatalan. Weiter oberhalb muß nochmals Biotitgneis anstehen, wie die Gerölle im Flußbette bewiesen; auch die Aplite fehlten hier nicht. Hervorzuheben ist noch, daß diese kleinen Küstenflüsse am Fuße des Gebirges zum Teil ganz gewaltige Schutthalden aufgehäuft haben, deren Entstehung indessen leicht verständlich wird, wenn man einmal Gelegenheit hat, zu beobachten, welche gewaltigen Wassermengen während des Bandjirs in diesen kleinen Flußbetten von den schroffen Gebirgen zu Tale stürzen. Besonders auffällig ist dieser Schuttkegel am Tominiflusse, der mit seiner Zunge bis ins Meer reicht und wegen der ständigen Verlegung des Wasserlaufes schon manche Verheerung verursacht hat.

Unmittelbar westlich des Tominiflusses steigt das Gebirge in schroffen Wänden zum Pik von Tomini auf. Zahlreiche nackte Felswände, ungefähr nordsüdlich verlaufend, treten aus der dichten Urwaldhülle hervor und verraten die gewaltigen tektonischen Vorgänge, die sich hier noch in jüngster geologischer Vergangenheit, ja vielleicht bis heute noch abgespielt haben. Die Bruchzone, die ungefähr in NS-Richtung längs des unteren Tominiflusses verläuft, trennt die Biotit- und Hornblendegneise östlich des Flusses von dem Grünsteinmassiv des Tominigebirges, das sich im Pik von Tomini bis 1722 m (nach Koperberg a. a. O.; die Seekarte gibt 5955 Fuß an) erhebt. Der Tominifluß führt fast ausschließlich Gesteine dieses Grünsteinmassives (Chloritschiefer, Hornblendeschiefer, Quarz-Epidotfels, geschieferte Diabase usw.), Gerölle von zum Teil gewaltigen Dimensionen und nahezu ohne Abrollung, ein Zeichen, daß dieselben wohl vorwiegend infolge mächtiger Bergstürze, weniger durch die eigentliche

1) Hoëvell schreibt a. a. O. pag. 352, 353 Woja-Woja, Koperberg (71, pag. 180 ff.) Woja; ich habe den W-Vorschlag, ebenso wie bei dem Worte Ongka, nie so deutlich gehört, daß er in der Schrift zum Ausdruck kommen müßte. Den dumpfen Vorschlag hört man in der tominesischen Sprache mehr oder weniger deutlich vor jedem Vokalanlaut. Erwähnt sei noch bei dieser Gelegenheit, daß die Ortsnamen, die Hoëvell a. a. O. von der Tominiküste angibt, und die dadurch auch in alle neueren Karten übergegangen sind, wie Wagulumubu, Badjolo, Tilu usw. an der tominesischen Küste gar nicht bekannt sind.

Flußerosion zu Tale gefördert sind. Der Goldgehalt der Alluvionen ist auch im Tominifluß ein ganz minimaler, eine Bestätigung des weiter oben über die Goldführung des kristallinen Gebirges Gesagten.

Das Tominigebirgsmassiv tritt unmittelbar westlich der Flußmündung, wie schon erwähnt, auf mehrere Kilometer Erstreckung unmittelbar an das Meer heran und fällt hier in steilen, ja stellenweise nahezu senkrechten Wänden zur Tiefe hinab, sodaß die 100-Fadenlinie bereits in unmittelbarer Nähe der Küste verläuft. Ein kleiner wasserreicher Bach stürzt hier von den schwindelnden Höhen des Gebirges in gewaltigen Kaskaden zum Meere hinab, der Ogomodjolo (kaltes Wasser), eine sehr treffende Bezeichnung, denn fast eisig erscheint in der tropischen Hitze der Küste das Wasser, das auf dem kurzen Laufe seine niedrige Temperatur nicht eingebüßt hat.

Westlich des Ogomodjolo tritt das Gebirge ein wenig von der Küste zurück und verschwindet dann, gleichfalls einer NS-Linie folgend, ebenso plötzlich, wie es sich westlich von Tomini erhebt. Das ganze Tominigebirgsmassiv scheint danach einen aus Grünschiefern bestehenden Gebirgshorst zu bilden, der gleichsam als Pfeiler aus dem übrigen Gebirge losgelöst und gegen das Meer vorgeschoben ist. Daß es tatsächlich einen gewaltigen Gebirgshorst bildet, zeigte sich sehr bald auf der Wanderung weiter nach Westen. Längs der westlichen Abbruchszone kommt ein kleiner Wasserlauf, der Ogogapas, vom Gebirge herab. Sein Wasser versinkt unter den gewaltigen am Gebirgsrande aufgeschütteten Schutthalden und fließt unterirdisch dem Meere zu, eine Erscheinung, die übrigens auch die Bäche östlich von Tomini gelegentlich zeigen. Der Ogogapas bildet ungefähr die Grenze zwischen den kristallinen Schiefern (Grünschiefern) des Tominigebirges im Osten und einer ganz neuen Gruppe von Gesteinen, der wir von nun ab längs der ganzen Nordhalbinsel bis nach Amfibabu begegnen werden; es sind, wie noch weiter auszuführen sein wird, vermutlich in der Hauptsache paläozoische Gesteine, phyllitische Tonschiefer, am Ogogapas mit Einlagerungen eines dichten weißgrauen Riffkalkes, Quarzite, Kieselschiefer etc.; alles ist intensiv gefaltet, von Eruptivgesteinen, vornehmlich Granit durchbrochen und daher gelegentlich deutlich kontaktlich verändert.

Diese Gesteinsserie, die zweifellos jünger als die kristallinen Schiefer des Tominigebirges ist, letztere also ursprünglich überlagert hat, ist längs der Ogogapasbruchzone abgesunken, und das Tominigebirge kennzeichnet sich damit als ein Horst. Daß dieser Horst ein jugendliches Alter besitzen muß, geht zunächst schon daraus hervor, daß die Abbruchzonen beiderseits noch heute an zahlreichen nackten Felswänden erkennbar sind, daß ferner das im Westen an den Toministock anschließende Gebirge im Durchschnitt wohl 1000 m niedriger ist; aber auch die zahlreichen Erdbeben, die in der Tominibucht namentlich bei Tomini und Palasa noch sehr häufig sind, deuten darauf hin, daß hier noch ständig Schollenbewegungen stattfinden.

Bei dieser Gelegenheit möchte ich gleich einschalten, was ich über das Auftreten von Erdbeben in der Tominibucht während meines Aufenthaltes dort erfahren und selbst wahrgenommen habe. Auf meiner Fahrt in die Tominibucht kam ich am 16. Februar nach Dongala und erfuhr, daß dort kurz zuvor, vom 3. bis 10. Februar, verschiedene starke Beben verspürt worden waren; die Stöße sollen anfangs aus Osten, später aus Norden gekommen sein, einige waren von großer Heftigkeit. Im Zusammenhang damit sei erwähnt, daß P. und F. Sarasin aus der südlich von Dongala gelegenen Palubucht sowie in dem nach Süden anschließenden Binnenlande von zahlreichen Beben berichten (128, Bd. 2 pag. 111). Sie hängen dort zweifellos mit tektonischen Vorgängen zusammen, wie jene Forscher bereits betonen. Die

tiefeingeschnittene Palubucht ebenso wie die daran anschließende Depression des Palutales ist eine Folgeerscheinung der mit den Beben verbundenen Einbrüche; der Einbruchsprozeß hat also dort heute noch nicht sein Ende erreicht. (Vgl. auch ABENDANON 8, pag. 73 ff.)

Am 16. März morgens 11 Uhr verspürten wir auf einem Zuge im oberen Mautontal ein ziemlich deutliches Wellenbeben, das etwa 45 Sekunden anhielt; eine bestimmte Stoßrichtung war nicht wahrzunehmen. Jedenfalls sprach nichts für die von den Eingeborenen geäußerte Ansicht, daß diese Beben, die in Mauton gleichfalls ziemlich häufig verspürt werden, von Una Una, der einzigen noch einen tätigen Vulkan tragenden Insel in der Tominibucht südlich von Mauton, herrühren sollen. Nachforschungen bei Fischern, die die nächsten Tage von der Insel Una Una herüberkamen, ergaben denn auch, daß das von uns wahrgenommene Beben auf der Insel nicht verspürt worden sei, ebensowenig waren irgendwelche Veränderungen am Vulkan selbst beobachtet worden.

Ein zweites Beben verspürte ich morgens 7 Uhr am 14. Mai in Palasa; auch diesmal konnte ich keine Stoßrichtung wahrnehmen, es schien gleichfalls ein schwaches Wellenbeben zu sein. In Palasa sollen übrigens Beben eine ganz alltägliche Erscheinung sein, wie mir von den Bewohnern berichtet wurde. Die Stöße kommen bei heftigen Beben deutlich von unten, zuweilen auch von Süden; die Beben sollen zuweilen so heftig sein, daß die von ihnen erzeugte Flutwelle die Strandfläche 50—70 m breit überschwemmt. In Tinombo waren, wie man mir bei meinem Dortsein berichtete, im Februar des Jahres gleichfalls sehr heftige Erdbebenstöße verspürt worden; das Datum war nicht mehr festzustellen; wahrscheinlich wird es indessen dasselbe Beben gewesen sein, das in Dongala vom 3. bis 11. Februar verspürt wurde.

Aus allen Berichten scheint mir mit Sicherheit hervorzugehen, daß die in der Tominibucht auftretenden Beben vorwiegend, wenn nicht ausschließlich tektonische Beben sind, denn heute tätige Vulkane fehlen in der inneren Tominibucht ebenso wie bei Dongala und in der Paludepression ganz, dagegen treten hier wie dort große, ungefähr N/S verlaufende Bruchzonen auf, die sicher sehr jugendlichen Alters sind. An ihnen finden offenbar noch heute Schollenbewegungen statt, die die Ursache der in der Tominibucht so häufig auftretenden Beben sind.

Es verdient noch eine Beobachtung längs des Steilufers des Tominigebirges zwischen Tomini und dem Ogogapas hervorgehoben zu werden, die gleichfalls auf die Natur des Toministockes als eines noch sehr jugendlichen Horstes einiges Licht wirft. An dem abschüssigen, fast senkrecht zum Meere abfallenden Berghange treten an verschiedenen Stellen und in verschiedenen Höhenlagen — bis 150 m Höhe konnte ich nur beobachten — Korallenkalkterrassen auf, meist mit einer von Kalk verkitteten Unterlage von grobem Gehängeschutt und Geröllen, also ursprünglichen untermeerischen Schuttkegeln; auch rings von Wasser umspülte und von diesem unterhöhlte, gehobene Korallenriffe umkränzen als kleine Inseln den Küstensaum. Diese zweifellos ganz jugendlichen Korallenbildungen fehlen, soweit ich habe feststellen können, sowohl westlich des Toministockes am Gebirgsrande bei Palasa, wie auch östlich des Tominiflusses ganz, sie scheinen demnach auf den Küstensaum längs des Tominigebirgsstockes beschränkt zu sein, und das legt den Gedanken nahe, daß der sie tragende Horst mit dem Absinken der Schollen zu seinen Seiten entsprechend den an ihm aufsteigenden Korallenkalkterrassen — dieselben gehen, nach dem Gehängeschutt zu urteilen, noch erheblich über 150 m Höhe am Berghange hinauf — ruckweise gehoben sei. Es wird sich weiterhin noch Gelegenheit bieten, auf diese interessante tektonische Frage zurückzukommen.

## Die Umgebung von Palasa.

Das Gebirge von Palasa ist erheblich niedriger als das Tominigebirge. Die sanft gewellten Berge, die die breite Strandfläche von Tandjong Palasa umrahmen, mögen im Durchschnitt 300—500 m Höhe besitzen. Die großen urwaldfreien Hänge, mit Alanggras bewachsen, täuschen von weitem das Bild einer Alpenmattenlandschaft vor, ein ungewohnter Anblick nach dem ununterbrochenen Urwaldtunnel, in dem wir von Mauton an nach Westen gewandert sind. Der ungehinderte Fernblick von einer solchen kahlen Höhe gestattete auch zum ersten Mal, den Verlauf der Bergzüge im Zentralgebirge genauer zu verfolgen, ebenso die durch ihre tiefen Talrinnen markierten Flußläufe, die dem Palasa zufließen.

Der Palasafluß besitzt ungefähr nordsüdlich gerichteten Lauf; eine Wanderung flußaufwärts zeigte, daß das ganze Flußsystem innerhalb der bereits charakterisierten, vermutlich paläozoischen Schieferformation verläuft. Am Gebirgsfuße rechts vom Flusse stehen steil aufgerichtete, intensiv gefaltete Grauwacken an, mit eigenartigen, ockererfüllten Hohlräumen; organische Reste darin zu finden, war freilich trotz langen Suchens nicht möglich; weiter flußaufwärts gehen die Grauwacken in Tonschiefer über; das Streichen ist am Palasafluß, ebenso auch weiter westlich bis in die Gegend von Tinombo, trotz mancher Schwankungen deutlich SO/NW gerichtet; nur am Ogogapas beobachtete ich vorwiegend nördliche bis nordnordöstliche Richtung, doch hängt dieses abweichende Verhalten vielleicht mit der Nachbarschaft der großen Bruchzone zusammen. Am Ogosibanan, einem kleinen rechten Seitenbach des Palasa, ebenso weiterhin am Palasa selbst treten verschiedentlich gangförmige Eruptivgesteine innerhalb der Schieferformation auf, die vorwiegend basischen Charakter tragen. Das Gestein am Ogosibanan ist ein feinkörniger Gabbro, der die Schiefer in seiner Nachbarschaft deutlich kontaktlich verändert hat. Weiter flußaufwärts mündet von links in den Palasa ein größerer Nebenfluß, der Bambanussian, und von rechts der Silipoi ein; am oberen Silipoi liegt eine kleine Ansiedelung von Alfuren[1]), die dort mitten im Urwald ihre Mais- und Tabakkulturen treiben. Oberhalb der genannten Flüsse führt der Palasa mehr und mehr große Gerölle von Granitporphyr, der vermutlich die Wasserscheide des Gebirges gegen Norden aufbauen wird, ferner finden sich basische Gesteine von allerdings mehr jugendlichem Habitus, Hornblendeporphyrite, Diorite etc. Ein mächtiger Dioritgang durchsetzt den Palasafluß gleich oberhalb des Silipoi; die ihn umhüllenden Schiefer sind auf ziemliche Breite kontaktlich verändert.

Solche gangförmigen Intrusionen vorwiegend dioritischer Gesteine traf ich auch auf dem Wege von Palasa nach Tinombo noch mehrfach an. Das Gebirge tritt auf dieser ca. 16 km langen Strecke meist bis dicht an die Küste heran; so ragt gleich westlich von Palasa ein solcher in NW-Richtung die Schiefer durchsetzender Dioritgang mit freiem Felsen ins Meer hinein. Auch hier umgibt ein deutlicher Kontakthof das Eruptivgestein[2]).

Die Flüsse längs dieses Weges sind kurze, in der Regel trockene Küstenbäche; das Wasser versinkt zu normalen Zeiten am Gebirgsrande unter den aufgehäuften Schuttkegeln und tritt dann nahe dem Meeresufer in Gestalt kleiner Quellen wieder zutage. Sehr schön ist dies an dem kleinen Bamlo-

1) Alfuren sind die noch heidnischen Ureinwohner der Nordhalbinsel; alfurische Ansiedelungen finden sich von Palasa westlich und südlich bis in die Gegend von Parigi über das ganze Gebirge im Innern verstreut (vgl. Hoëvell, a. a. O.).

2) Oestlich von Palasa, am Ogomodjolo, beginnt der Machtbereich des Marsaole von Tinombo, der von der niederländischen Regierung dem Radja von Mauton zur Verwaltung seiner westlichen Reichshälfte aufgezwungen ist (vgl. oben S. 7). Wie segensreich diese vom Radja allerdings nicht anerkannte Nebenregierung ist, zeigt sich sogleich an der Sauberkeit und sorgsamen Pflege der Ansiedelungen, nicht zum wenigsten auch in der Anlage eines breiten Reitweges, der von hier ab bis Parigi längs der Küste angelegt ist; die Entfernung vom Ogomodjolo bis Parigi längs dieses Pfades beträgt 128 Paal (nahezu 200 km).

bache im Dorfe Palasa zu erkennen. — Zahlreiche in guter Entwicklung begriffene Ansiedelungen liegen längs der Küste verstreut, und weit in die von Urwald entblößten Berghänge reichen die wohlgepflegten Gärten und Pflanzungen hinein. Tinombo selbst ist seit langem der Mittelpunkt eines regen Tabakbaues, der insbesondere von den in den Bergen wohnenden Alfuren betrieben wird.

Längs der Küste liegen die Ortschaften Eëja, Babalo (wahrscheinlich mit dem von Hoëvell a. a. O. aufgeführten Mobalo und Badjolo identisch), Tibu [vermutlich mit Hoëvells Tilu identisch[1])]. Dann folgt Tinombo, gelegen in dem Mündungsdelta des Tinomboflusses, heute wohl die größte Ansiedelung in der inneren Tominibucht, wie schon Hoëvell hervorgehoben hat.

### Das Gebirge von Tinombo.

Von Tinombo aus unternahm ich mehrere Züge den Tinombo und seine Nebenflüsse aufwärts.

Die dunklen, meist phyllitischen Tonschiefer, die von Palasa bis Tinombo mit ziemlich konstantem NW- bzw. NNW-Streichen angehalten haben, machen im unteren Tinombotale einer mächtigen Schichtenfolge echter Diabastuffe mit eingelagerten Diabasdecken Platz. Die ganze Schichtenfolge, die vom Tinomboflu ß auf mehrere Kilometer Erstreckung angeschnitten wird, besitzt nahezu nördliches Streichen. Westlich schließen an diese Tuffbildungen, die gelegentlich unseren rheinischen Schalsteinen recht ähnlich sehen, abermals Tonschiefer an, die nach und nach in dünnbankige Grauwacken und schließlich an der Küste südwestlich Tinombo in feste Quarzite übergehen. Alle Gesteine sind intensiv, meist sogar isoklinal gefaltet.

Die Diabasschichtenserie wurde auch in den Nebentälern des unteren Tinombo angetroffen, ein besonders schönes Profil lieferte der Taipa, ein rechter Seitenbach des unteren Tinombo. Hier durchquert man, von unten herauf kommend, zunächst Grauwackenschiefer, dann stark gefaltete Kieselschiefer und gelangt sodann in die gleichartig gefaltete und auch im Streichen den Schiefern konkordant eingelagerte Diabas-Tuffserie. Am Oberlauf des Taipa kommen wieder Grauwacken und schließlich Quarzite zum Vorschein; als Gerölle im Flußbette dagegen finden sich rote, gelegentlich auch grün geflammte weiche Schiefertone mit winzigen Organismenresten, die sich unter dem Mikroskop als Globigerinen herausgestellt haben. Anstehend habe ich diese Schiefertone am Taipa nicht mehr getroffen, wohl aber auf der Ostseite des Tinombotales, wo auch ihre Lagerung zu den Grauwacken und Schiefern festgestellt werden konnte. Hier finden sich am unteren Malabi zunächst die Diabasgesteine wieder, dann folgen steil aufgerichtete Grauwacken und endlich darüber am oberen Malabi nahezu horizontal lagernde helle bis rote Schiefertone, die gelegentlich durch Kalkaufnahme in Mergel und tonige dichte Kalke übergehen. Die Zusammengehörigkeit dieser Schichten mit den roten Schiefern am oberen Taipa hat sich auch durch die Fossilführung feststellen lassen; die Kalke zeigen im Dünnschliff gleichfalls zahlreiche Globigerinenreste.

Der schon äußerlich gegenüber den Schiefern und Grauwacken erkennbare jugendliche Habitus dieser globigerinenführenden Gesteine wird also auch durch die Lagerung der Schichten am Malabi bestätigt; die Schichten liegen hier, wie vermutlich auch am oberen Taipa, transgredierend auf den stark

1) Die vielfach abweichende Schreibweise bei Hoëvell ist zum Teil wohl darauf zurückzuführen, daß die heute an der Küste liegenden Ortschaften überhaupt erst seit einigen Jahren existieren. Früher befanden sich diese meist aus Alfuren bestehenden Ansiedelungen weit verstreut in den Bergen, an der Küste lagen nur wenige Fischerhütten und hier und da eine Handelsniederlassung. Dem Einflusse der niederländischen Regierung ist es zuzuschreiben, daß die Alfuren nach und nach von ihren Bergen zur Küste hinabsteigen und sich hier zu seßhaften geordneten Gemeinden zusammenschließen.

gefalteten Grauwacken und Schichten des Tinombotales, die ich im folgenden kurz als Schichten von Tinombo bezeichnen will.

Die Globigerinen sind leider die einzigen erkennbaren Organismen in jenen jüngeren Bildungen und reichen zur sicheren Altersbestimmung naturgemäß nicht aus, wir werden indessen weiterhin sehen, daß auch von anderen Gegenden von Nordcelebes globigerinenführende Gesteine bekannt geworden sind, denen vermutlich cretaceisches Alter zukommt, so daß ich mich veranlaßt sehe, auch die Schichten vom Malabi und Taipa zur Kreide zu stellen. Die gleichen Gesteine finden sich übrigens auch — von mir allerdings nur in Geröllen konstatiert — im Molango, dem untersten linken Seitenfluß des Tinombo wieder, ein Zeichen, daß sie auch im Bereiche dieses Flußgebietes anstehen müssen. Erwähnt sei noch, daß die roten Schiefertone am Taipa gelegentlich kleine Nester von Kupferglanz und Rotkupfer einschließen.

Einen herrlichen, nahezu ungehinderten Rundblick auf die Gebirgswelt des Tinombotales genießt man von einem nahezu waldfreien Bergrücken zwischen dem Tinombo- und Taipaflusse, der sich nach NW in den wohl 1200 m hohen Gunung Taipa fortsetzt. Ich habe ihn bis zu etwa 700 m Meereshöhe erstiegen; ein steiler Pfad führt aus dem Taipatal zu den auf der Höhe liegenden Alfurenansiedelungen hinauf. Zu den Füßen im Osten liegt das tief eingeschnittene Tinombotal, im Südosten das Meer der Tominibucht in seiner majestätischen Ruhe. Nach NO und N schweift das Auge über die imposante Bergwelt des Tinombogebirges, das sich am oberen Tinombo wohl bis zu 2500 m erhebt, um schließlich ganz im Norden in den beiden Riesen dieser Bergwelt, dem Sodjolo und G. Tinombo, mit nahezu 3000 m Höhe zu kulminieren.

Auf der Wanderung den Tinombo aufwärts wurden oberhalb des Malabi noch mehrere Nebenflüsse besucht; zunächst der von links zufließende Popoi, an dessen Mündung Schiefer und Diabastuffe der Tinomboformation festgestellt wurden; als Gerölle fanden sich vornehmlich Diabase und Diorite von zum Teil gewaltigen Dimensionen, letztere vermutlich von dem noch zu erwähnenden Taipaobalstocke stammend.

Von rechts erhält der Tinombo, abgesehen vom Molitogo, nur unbedeutende, zum Teil sogar für gewöhnlich trockene Bachläufe, so den Ponu und weiter oberbalb, in den Molitogo einmündend, den Sinoi. Der Molitogo ist der bedeutendste Nebenfluß des Tinombo, er ist sogar wasserreicher als der Hauptfluß selbst. Ihm folgte ich noch etwa 8 km von seiner Einmündung in den Tinombo aufwärts. Bei den gewaltigen Schwierigkeiten, die der wilde Bergfluß dem Vorwärtskommen entgegenstellte, mußte ich indessen den Plan, bis zu den Quellen vorzudringen oder gar über die Wasserscheide hinweg an das andere Inselufer zu gelangen, sehr bald aufgeben. Obwohl die Insel in der Richtung des Tinombo-Molitogotales sich auf eine Breite von knapp 30 km zusammenschnürt, wurde der Weg von den Führern auf 8 Tage geschätzt, von einigen sogar eine Durchquerung für unmöglich erklärt; ich habe auch nicht in Erfahrung bringen können, ob die Durchquerung schon einmal an dieser Stelle ausgeführt ist.

Die Gesteine der Tinomboformation bestehen den Molitogo aufwärts von der Mündung ab zunächst aus phyllitischen Tonschiefern mit Grauwacken; letztere gehen mit dem Zurücktreten der Schiefer mehr und mehr in feste, deutlich gebankte Quarzite über; überall zeigt sich nahezu isoklinale Faltung und steiles, annähernd senkrechtes Einfallen; das Streichen bleibt am oberen Tinombo und Molitogo N bis NNO. Von Eruptivgesteinen finden sich lediglich Lagergänge von Diabas den Schichten hier und da eingeschaltet. Dagegen ist das Flußbett erfüllt von zum Teil erstaunlich großen Geröllen eines sehr auffälligen hellen Granitporphyres, wie er zuerst in ganz gleicher Ausbildung im oberen Palasafluß beob-

achtet wurde. Neben 2—3 cm großen Orthoklaszwillingen (Karlsbader Zwillinge) liegen in der granitischen Grundmasse zahlreiche wohlausgebildete Hornblendekristalle.

Auf dem Berggrate, der das Molitogotal vom Tinombotal trennt, liegen ebenso wie auf den Höhen westlich des Molitogo verstreut zahlreiche Siedelungen von Alfuren. Ein steiler Pfad führt vom Molitogo durch den Urwald bis auf den etwa 1000 m hohen Grat hinauf, der größtenteils vom Urwald entblößt und mit großen Alang-Alang-Flächen bestanden ist, den Spuren früherer Alfurenpflanzungen. Ein ungemein reizvoller Anblick bietet sich von hier in die benachbarten Talschluchten und auf die Höhen; überall lugen aus dem Wald und Buschversteck die Alfurenhütten, wie zierliche Schweizerhäuschen an den schroffen Berglehnen klebend, hervor. Wir befinden uns hier im Herzen des Landes der Tinombo-alfuren oder Lado Lado, wie sie sich selbst nennen [1]); weit über 1000 dieser Orang Lado Lado sollen hier noch in den Bergen hausen und ihrer friedlichen Feldarbeit nachgehen. Denn Jäger gibt es hier nicht, da der Urwald nichts Jagbares außer ein paar Wildschweinen bietet; die fast ausschließliche Nahrung ist der selbstgebaute Mais; Tabak wird gleichfalls gepflanzt und an der Küste als Tauschobjekt verhandelt.

Ich war bereits bei Dunkelheit vom Molitogo aufgebrochen, um möglichst früh auf der Höhe zu sein und einen ungehinderten Fernblick zu haben, da erfahrungsgemäß sehr bald nach Sonnenaufgang Wolkenbildung an den Bergriesen der Tinombogebirge einsetzte. Ungefähr mit Sonnenaufgang gelangten wir auf die Höhe und genossen in der Tat bei der Durchsichtigkeit der frischen Morgenluft einen Fernblick, wie er wohl auf Celebes seinesgleichen sucht. Südwestlich des Molitogotales erhebt sich ein ziemlich einförmiges und wenig gegliedertes Bergland von durchschnittlich etwa 1200 m Höhe, aus dem nur hier und da vereinzelte spitze Kuppen — vermutlich Diabaskuppen — herausragten. Was schon auf der Wanderung flußaufwärts aufgefallen war, daß nämlich der Tinombo und Molitogo von Westen keine nennenswerten Zuflüsse erhält, fand hier bei dem Anblick des Gebirgsreliefs seine Bestätigung. Anders der Blick nach Osten; hier erhebt sich ein wildzerrissenes Bergland, das von den tief eingeschnittenen Talfurchen des oberen Tinombo, des Popoi und Malabi in einzelne langgestreckte Pfeiler aufgelöst ist. Jenseits des Tinombotales, ungefähr NO vom Standorte, ragt ein besonders markanter Gebirgstock, der Taipaobal, empor, den ich auf etwa 2000 m Höhe schätzte. In zahlreichen nackten Felswänden stürzt er zum Tinombotal ab, sein Westhang ist zerschnitten von drei tiefen Talrunsen, die dem Tinombo zulaufen.

Ungehindert schweift der Blick das Haupttal aufwärts bis zu den schluchtartig eingeschnittenen Quelladern, die genau im Norden vor uns sich vom Kamm des Gunung Tinombo herunterziehen. In der aufsteigenden Morgensonne leuchten die gewaltigen nackten Felswände auf, die von der himmelragenden Spitze wohl 1000 m in die Tiefe zu den Quellen des Tinombo hinabstürzen; der Verlauf der einzelnen Wände ist nahezu auf unseren Beobachtungsort gerichtet, so daß sich die gewaltige Breite nur an den zahlreichen von ihr niederziehenden Talrunsen abschätzen läßt.

Ganz ähnlich präsentiert sich der uns noch etwas näher gelegene Ogoamas westlich vom G. Tinombo. Zwei ungefähr parallel laufende nahezu senkrechte Felswände stürzen von seinem Kamm in die Tiefe, in der das Quellbecken des Molitogo liegt; die Richtung der Felswände läuft spitz auf den Beobachter zu. In der grellen Beleuchtung der nahezu senkrecht auffallenden Sonnenstrahlen bei Sonnenaufgang ließ sich jede Kluft, jede Spalte dieser imposanten Felswände deutlich beobachten, vor allem ließ sich mit Sicherheit feststellen, daß das Gestein dieser Felsen nur ein Eruptivgestein, und

1) Vgl. Näheres bei Hoëvell, a. a. O. pag. 354.

zwar ein recht hellgefärbtes Gestein sein muß. Es drängt sich damit die Vermutung auf, daß die gewaltigen Felsblöcke von vielen Kubikmetern Inhalt, denen man im oberen Tinombotale und im Molitogo ständig begegnet, von diesen Bergriesen herstammen, daß also der Kern des Tinombogebirges aus einem gewaltigen Stock von Granitporphyr besteht. Die schroffen Felswände aber sind zweifellos auf ganz jugendliche NNO verlaufende Bruchzonen zurückzuführen, die den Stock des Tinombogebirges (Ogoamas, G. Tinombo und den weiter nördlich gelegenen Sodjolo) auf beiden Seiten in staffelförmigen Abbrüchen begrenzen.

Der Ogoamas fällt nach Süden also im Westen des Beobachtungspunktes — zur Höhe von etwa 2000 m ab; hier verzeichnet die Seekarte noch mehrere Höhen zwischen 1700 und 2000 m. Von all diesen Höhen fließen dem Molitogo kleine Quellbäche zu. Der westlichste dieser Quellbäche ist ziemlich tief in die vom Ogoamas nach Süden fortsetzende Kammlinie eingeschnitten. Der hier durchlaufende Paß senkt sich nach meiner Schätzung auf 1200—1500 m in den Kamm ein; diese Stelle dürfte mithin für eine Durchquerung der Insel längs des Molitogo am günstigsten sein.

Das Verhalten des Granitporphyres im Kerne des Tinombogebirges zu den Gesteinen der Tinomboformation ist, da ich ersteren anstehend nicht gesehen habe, nicht ohne weiteres zu beurteilen; es sind indessen wohl einige Fingerzeige vorhanden, die für ein jüngeres Alter des Granitporphyres sprechen, mithin es wahrscheinlich machen, daß er einen intrusiven Stock innerhalb der Tinomboformation bildet. Es finden sich in Molitogo wie in Tinombo vielfach Kontaktgesteine, die den anstehend bekannt gewordenen Eruptivmassen, den Dioriten und Diabasen ganz fehlen, vor allem Fruchtschiefer und glimmerreiche Kontaktschiefer vom Aussehen der Andalusitglimmerschiefer, die offenbar ihren Ursprung am Kontakt des Granitporphyres haben. Des weiteren deutet der auffällige Hornblendegehalt dieser Granitporphyre, der bis zu echten Hornblendeporphyren überleiten kann, vielleicht zu den dioritischen Gesteinen über, die als Gerölle im oberen Tinombo und im Popoi so häufig sind, ihren Ursprung aller Wahrscheinlichkeit im Taipaobalstock haben, die aber auch anstehend am Babalo östlich vom Tinombo in Gestalt mächtiger Intrusivgänge mit deutlichen Kontakthöfen beobachtet worden sind.

Besteht dieser Zusammenhang zwischen den hornblendereichen Granitporphyren und den Gangdioriten, so wird auch der Granitporphyr als intrusiver Stock innerhalb der Tinomboformation anzusehen sein. (Ueber das mutmaßliche Alter der Granitporphyre und Orthophyre von Tinombo vgl. unten.)

Wir werden übrigens auf der Wanderung weiter nach Süden noch einen echten intrusiven Granit innerhalb der Tinomboformation kennen lernen, so daß es also außer Frage steht, daß zum mindesten der echte Granit der Tinomboformation angehört.

Bei dieser Gelegenheit sei nochmals hervorgehoben, was zu einer näheren Altersbestimmung der Tinomboformation geeignet ist. Fossilien haben sich, wie schon betont wurde, nirgends auffinden lassen. Es bleiben also die petrographische Beschaffenheit wie die Lagerung zur Beurteilung ihres Alters übrig. Die petrographische Beschaffenheit der Grauwacken und namentlich der Quarzite und phyllitischen Tonschiefer deuten nun zweifellos — namentlich im Vergleich zu den milden, weichen, Globigerinen führenden Schiefertonen — auf ein ziemlich hohes Alter. Was das Verhalten der Gesteine zum Granit betrifft, so ist es immerhin von Bedeutung, daß wohl nahezu alle echten Granite des Indischen Archipels, vor allem die Granite von Malakka, Sumatra Bangka und Billiton, ebenso die große Granitplatte von Südwestborneo paläozoischen und zwar in den meisten Fällen nachweislich karbonischen Alters sind. Auch diese Tatsache deutet auf ein paläozoisches Alter der Sedimentgesteine hin. Des weiteren wäre noch zu betonen, daß die ganze Schichtenfolge aufs intensivste zu einem nahezu isoklinalen

Faltensystem zusammengepreßt ist. Eine derartig einheitliche und starke Faltung fehlt den jüngeren Sedimenten, soweit solche auf Nordcelebes bekannt geworden sind, völlig; wenn dieselben auch gelegentlich gestörte Lagerung und — vielleicht in der Nähe großer Einbrüche — Faltungen aufweisen, so zeigen sie doch in den meisten Fällen wenig geneigte, ja oft noch nahezu söhlige Lagerung. Dasselbe Verhalten gilt, wie schon hervorgehoben, allem Anscheine nach auch für die vermutlich cretaceischen Globigerinengesteine im Tinombogebiete; sie sind offenbar erst nach der Auffaltung der Tinomboformation zur Ablagerung gelangt.

Wir sind nach alledem wohl zu dem Schluß berechtigt, daß die Gesteine der Tinomboformation aller Wahrscheinlichkeit nach dem Paläozoicum zuzurechnen sind (vgl. 18, pag. 199).

### Von Tinombo nach Kasimbar.

Tinombo liegt ziemlich genau im innersten Winkel des Kniees, das die Nordhalbinsel bei der Schwenkung aus der Ost-West- in die Nord-Südrichtung bildet. Der Verlauf der Tominiküste ist von nun an ein vorwiegend südlicher. Ich habe das Gebiet zwischen Tinombo und Menelili, dem nächsten größeren Küstenort (ca. 0° 4′ N. Br.) im Innern nicht näher untersucht, da das Bergland auf dieser ganzen Strecke niedrig bleibt und ziemlich weit von der Küste zurücktritt, zudem das Geröllmaterial, das die Küstenbäche mit sich führten, nichts Neues bot. Die Gesteinsmuster, die diese Flußläufe präsentierten, lassen schließen, daß das Gebirge südlich Tinombo bis Menelili aus den gleichen Schiefern und Grauwacken, wie bei Tinombo, zusammengesetzt ist; gelegentlich fanden sich auch Rollstücke dunklen kristallinen Kalkes, ferner Diabase und Diabastuffe, wie sie gleichfalls schon von Tinombo her bekannt sind.

Längs der Küste südwestlich Tinombo folgen die Grauwacken und Schiefer noch etwa auf 10 km der Strandlinie, zum Teil sogar in Klippen ins Meer vorragend, insbesondere dort, wo kleine Diabasgänge der Abrasion und Verwitterung stärkeren Widerstand entgegensetzen.

Südlich der Fischersiedelung Dongkasa tritt das Gebirge weit zurück, um dann plötzlich wieder in ziemlich hohen Rücken bis zur Küste vorzuspringen. Diese Küstenhöhen, die sich bis zum Dorfe Sidoa mit steilem Abfalle zum Meere hinziehen, bestehen aus offenbar jungtertiären stark verkieselten Lithothamnienkalken, wechsellagernd mit feingebankten, gleichfalls mehr oder weniger verkieselten Kalkschiefern. Das plötzliche Erscheinen dieser Kalke hängt, wie es scheint, mit einer ungefähr OW laufenden Bruchzone zusammen, längs der die Kalke gegen die alten Tinombogesteine abgesunken sind; infolge ihres höheren Widerstandes gegen Verwitterung treten sie indessen heute gegen die umgebenden Schiefer als ein schroffes Hügelland hervor. Die Begrenzung der Kalke gegen das Zentralgebirge ist zweifelhaft; ich vermute indessen, daß sie hier gegen das alte Gebirge in ähnlicher Weise längs NS-Störungen abgesunken sind, die vielleicht die Fortsetzung der großen Ogoamasstörungen bilden.

Die tertiären Bildungen begleiten auch südlich des Ortes Sidoa die Küste weiter; doch gesellen sich hier, besonders am Tandjong Batu (ca. 11° N. Br.), südlich von Kabu Kabu, zu den Kalken auch tonige Sandsteine und Konglomerate.

Erst südlich des Tandjong Lemo treten die alten Schiefer wieder unmittelbar an den schmalen längs der Küste verlaufenden Quartärsaum heran.

Nördlich des Tandjong Batu endigt das Reich Mauton, und es folgen nun längs der Küste eine Reihe kleiner zur Landschaft Parigi gehöriger Lehnsfürstentümer, zunächst das Gebiet des Fürsten von Menelili, dessen Sitz der Ort Menelili ist.

Hier mündet der gleichnamige Fluß, zu normalen Zeiten ein wasserarmes Bächlein, in das Tominimeer. Der Menelilifluß hat von der Küste ab anfangs stark gewundenen ungefähr WNW gerichteten Lauf; am Rande des Gebirges gegen die nur ungefähr 1 km breite Strandfläche empfängt er von rechts ein kleines Seitenbächlein, den Tombis; im Gebirge besitzt der Fluß in der Hauptsache westöstlichen Lauf. Er erhält hier von Norden zunächst zwei Seitenbäche, den Silutuna und Sioloago, weiter aufwärts noch zwei von Südwesten ihm zufließende Bäche, den Ogopatida und Siutebi; letzteren habe ich indessen nicht mehr erreicht. Die Quellen des Menelili mögen von der Ogopatidamündung noch etwa 4—5 km entfernt sein (ca. 10 km von der Küste). Die Wasserscheide nach Westen ist indessen, wie sich weiterhin ergab, noch nicht die Zentralwasserscheide der Insel sondern nur eine Nebenwasserscheide gegen das größere von Süden her weit ins Innere greifende Flußsystem des Taäda, der gleichfalls noch zur Tominibucht entwässert.

Das Gebirgsland von Menelili erhebt sich infolgedessen im Flußgebiete des Menelilibaches nur zu geringer Höhe (100—150 m). Am Aufbau sind vorwiegend dunkle, meist etwas phyllitische Tonschiefer mit gelegentlichen quarzitischen und Grauwackeeinlagerungen beteiligt. Das Streichen der Schichten, die meist steil aufgerichtet und stark gefältelt sind, ist ziemlich schwankend, im Mittel N 20° W gerichtet. Die Schiefer werden an zahlreichen Stellen von 1—10 m mächtigen Gängen eines eigenartigen hellen Porphyres durchsetzt, die in der Hauptsache N 30° O-Streichen zeigen, vereinzelt indessen sogar WO-Streichen annehmen, mithin die Schiefer mehr oder weniger senkrecht durchsetzen. Die Porphyre sind — offenbar sekundär – stark verquarzt und wittern infolge ihrer größeren Widerstandsfähigkeit aus der Schieferhülle als scharfe Grate heraus, die sich zuweilen auf große Erstreckung verfolgen lassen.

Auch hier wurden in den Schiefern, die ich wegen ihrer petrographischen Aehnlichkeit und ihres kontinuierlichen Zusammenhanges mit den Sedimenten von Tinombo gleichfalls zur Tinomboformation stelle, keinerlei Spuren von Versteinerungen gefunden.

Außer den genannten anstehend angetroffenen Gesteinen finden sich im oberen Menelili gelegentlich Gerölle eines aplitischen Granites, desgleichen auch deutlich kontaktlich veränderte Schiefer, die vermuten lassen, daß Apophysen des weiterhin noch zu beschreibenden Granitstockes von Kasimbar bis in das Quellgebiet des Menelili hineinreichen.

Etwa $1^1/_2$ km südlich der Menelilimündung liegt ein weiteres kleines Flußsystem, nach einer früheren an der See gelegenen Ansiedelung Siaga genannt. Dieses kleine Bächlein bildet sich am Rande des Gebirges aus der Vereinigung zweier Wasserläufe, des Tamborong und des Poposun (auch Paiposan genannt). Beide Bäche stehen ebenso wie der Menelili in dem Rufe, goldführend zu sein, und haben infolgedessen bereits früher zu bergmännischen Untersuchungsarbeiten Veranlassung gegeben, die indessen völlig resultatlos verlaufen sind; auch die von mir angestellten Waschversuche ergaben nirgends Spuren von Seifengold.

Der Gesteinscharakter im Tamborong- und Poposuntale ist der nämliche wie am Menelili. Intensiv gefältete Schiefer, hier in der Hauptsache nördlich streichend, werden von mehreren Eruptivgängen durchsetzt. Nach dem makroskopischen Aussehen sind zwei Typen zu unterscheiden; die eine Gruppe ist in der Regel stark verquarzt und scheint auch dynamisch stark verändert zu sein, so daß das Gestein den gequetschten Porphyroiden der Alpen und Karpathen recht ähnlich wird; dieser Gruppe begegneten wir bereits am Menelili; die zweite Gruppe zeigt mehr frisches Aussehen, das Gestein besteht

aus einer feinkörnigen graublauen Grundmasse und leitet seiner Zusammensetzung nach zu den im Flußgebiet des Taäda häufiger auftretenden Diabaslinsen über.

Erwähnt sei noch, daß das Tamborongtal, ebenso wie auch die Nachbartäler, wenn auch in geringerem Maße, eine Aufschüttung alter Talterrassen erkennen läßt, die besonders an der unteren Talverbreiterung recht deutlich sind. Die Hauptterrasse liegt etwa 30 m über der Talsohle; ich glaube dieselbe nur mit einer jugendlichen negativen Strandverschiebung erklären zu können. Das Fehlen von quartären Korallenkalkbildungen längs dieser alten Strandlinie kann nicht weiter wundernehmen, da auch heute der Küste unmittelbar vorgelagerte Korallenriffe, offenbar infolge der ungünstigen Untergrundverhältnisse, auf dieser Küstenstrecke fehlen.

Von Menelili bis zum schon erwähnten Täadaflusse nimmt die quartäre Strandfläche wieder größere Breite an; auf dieser 15 km langen Strecke liegt nur eine kleine Fischeransiedelung, Seëne, an der der Aequator gekreuzt wird; die Mündung des Täada liegt bereits auf ca. $3^1/_2{}'$ S. Br. Die Küste bildet hier eine scharfe Einbuchtung nach Westen, in deren Innerem das stark versumpfte Delta des Taäda liegt. Die von Fluß und Küste umschlossene Fläche ist gleichfalls stark versumpft und zum Teil von Altwässern des Taäda erfüllt. Die Breite des Quartärs erreicht etwa 4—5 km.

Der Taädafluß ist der bedeutendste Wasserlauf an der ganzen Tominiküste zwischen Tinombo und Parigi. Der Weg flußaufwärts führt an zahlreichen, teils verlassenen, teils noch bewohnten Alfurenansiedelungen vorbei nach Norden. Am Fuße des Gebirges erhält der Taäda seinen bedeutendsten Nebenfluß, den Menge, der ihm in ungefähr nordsüdlichem Laufe zufließt. Der Hauptfluß selbst hat oberhalb der Einmündung südwestlich gerichteten Lauf, der weiter aufwärts wieder in westliche und schließlich nordwestliche Richtung übergeht.

Ich folgte auf meinem ersten Zuge zum Taäda zunächst dem Menge aufwärts; die Quellen sollen nach Aussagen der Führer, vom Taäda gerechnet, eine Tagereise weit im Norden liegen. Der Menge muß demnach mit seiner östlichen Wasserscheide an die Flußsysteme des Menelili, Siaga und des kleinen bei Seëne mündenden Küstenbaches im Westen grenzen.

Das Gestein am Unterlauf bilden dunkle, phyllitisch glänzende, stark gefältelte Tonschiefer; das Streichen ist sehr schwankend, es wurden alle Uebergänge von OW über SN bis SSW—NNO gemessen. Die Schiefer gehen durch höheren Kieselsäuregehalt in Kieselschiefer, ganz ähnlich denen am Taipa bei Tinombo, über; andererseits finden sich auch kalkige Schiefer; von Versteinerungen war auch hier keine Spur zu entdecken. Zu erwähnen ist noch, daß am Menge, dicht oberhalb der Mündung, ein ziemlich mächtiger Lagergang von blaugrauem, ziemlich dichtem Diabas die Schiefer durchsetzt. Dem Aussehen nach stimmt er völlig mit dem Diabasgestein am Tamborong überein.

Als Gerölle im Flußbette fanden sich ferner noch Diabastuffe und dunkle quarzfreie Porphyre; weitaus überwiegend indessen treten Gerölle eines mittelkörnigen Muskovitgranites auf, die offenbar dem Oberlaufe entstammen. In der Zusammensetzung gleicht der Granit völlig demjenigen, dem wir noch am oberen Taäda begegnen werden, es ist daher anzunehmen, daß der Menge selbst oder seine westlichen Seitenbäche jenes Granitmassiv anschneiden.

Der Taäda wurde von der Einmündung des Menge nur wenige Kilometer aufwärts verfolgt, da sein Oberlauf auf einem zweiten Wege noch gekreuzt werden sollte. Die Gesteinsverhältnisse sind die gleichen wie am Menge; an einem kleinen linken Seitenbach tritt in dem Schiefer der bereits bekannte Diabas gangförmig auf. Flußabwärts versuchten wir zunächst, uns auf einem Floß abtreiben zu lassen; es stellte sich dies indessen bald als unmöglich heraus, da ständig mächtige Riegel von aufgestauten

Holzmassen den Weg versperrten. Diese zum Teil gewaltigen Holzaufhäufungen, die sich aufstauen, sobald der Fluß beim Eintritt in die Ebene nicht mehr die Kraft besitzt, alles von oben mitgeführte Material zu Meere zu schaffen, bilden mit den Grund für die ständige Richtungsverlegung des Wasserlaufes und sind daher eine stete Gefahr für die in seiner Nachbarschaft liegenden Eingeborenenkulturen.

Westlich der Bucht von Taäda nähert sich der Gebirgsrand der Küste wieder auf etwa 3 km um dann weiter nach Süden abermals zurückzuweichen. Ungefähr auf der Breite von Kasimbar, 10 km südlich von Taäda erreicht das Quartär abermals eine Breite von etwa 6 km; drei größere Küstenflüsse münden hier kurz hintereinander ins Meer, der Posona, Tompis und Kasimbar, letzterer an dem Kampong gleichen Namens ins Meer sich ergießend.

## Die Inseldurchquerung von Kasimbar nach Tambu.

(Vgl. Taf. IX.)

Meine Absicht war gewesen, von Kasimbar aus die Insel auf einem hier existierenden Pfade, der auch in der Literatur schon verschiedentlich erwähnt ist[1]), zu durchqueren; um indessen auf diesem Wege, der notwendigerweise wieder zur Tominibucht zurückführen mußte, möglichst viel von dem Berglande, das hier das Rückgrat der Insel bildet, kennen zu lernen, insbesondere auch den Oberlauf des Taäda nochmals zu besuchen, an dem, wie ich hörte, mehrere Niederlassungen von noch heute goldwaschenden Tomalaalfuren sich befinden sollten — so wurde auf dem Hinwege eine mehr nördliche Route eingeschlagen, die über den Posona, die rechten Seitenbäche des Taäda, dann den Molitobo aufwärts über die Wasserscheide und längs des Panginsua nach Tambu führte, während erst auf dem Rückwege der eigentliche Pfad von Tambu durch das Tal des Tambuflusses zur Wasserscheide und jenseits derselben längs des Aliu puti nach Kasimbar benutzt wurde. Der Hinweg nahm — allerdings mit mehrfachen Seitenwegen — 4 Tage in Anspruch, der Rückweg wurde in einem Tage — und zwar in fast ununterbrochenem 12-stündigen Marsche — zurückgelegt. Hervorheben will ich hier gleich, daß von einem eigentlichen Pfade nicht die Rede sein kann; der Weg führt solange wie möglich in den genannten Flußläufen auf- bzw. abwärts, nur über die Wasserscheide und an den größeren Flußschleifen ist ein schmaler Pfad im Urwald ausgeschlagen.

Von Kasimbar folgte ich zunächst der Küste bis zur Mündung des Posonabaches. Von hier führt ein schmaler Pfad in ungefähr WNW-Richtung durch die anfangs mit Busch, später mit lichtem Urwald bestandene Quartärfläche; mehrfach wird der in zahllosen Windungen sich hinschlängelnde Posona gekreuzt, an dessen Uferhängen gelegentlich die alten Schotterterrassen schön entblößt sind. Etwa 4 km von der Küste beginnt das anstehende Gebirge, anfangs intensiv zersetzte Tonschiefer mit Porphyrgängen ganz analog denen an Menelili; der Bach wendet sich dann mehr nach Norden, und nach 2 km weiterer Wanderung wird ein linker Seitenbach, der Tobuang, erreicht, der. ungefähr in NS-Richtung dem Posona zufließt; letzterer nimmt von hier an wieder mehr westliche Richtung an, und etwa 2 km oberhalb der Tobuangmündung steht man unvermittelt in Granit; unvermittelt, weil die Nähe dieses, wie sich weiterhin herausstellte, mächtigen Granitmassives durch keinerlei Kontakteinwirkungen auf die Schiefer, die an anderen Stellen in sehr ausgedehntem Maße zu beobachten sind, angedeutet war. Ich glaube daraus den Schluß ziehen zu dürfen, daß der Kontakt des Granites gegen die Schiefer hier kein primärer ist, sondern erst durch eine nordsüdlich verlaufende Störung bedingt ist.

Der anstehende Granit ist ein mittelkörniger heller Muskovitgranit, unter den Geröllen im Fluß-

1) Vgl. Hoëvell, a. a. O. pag. 356; Wichmann (152) pag. 980ff.

bette fallen indessen auch Blöcke eines ziemlich dunklen Hornblendegranites auf, der, wie sich später aus den gleichen Funden am mittleren Molitobo ergab, eine Einlagerung — wohl in Gestalt einer magmatischen Spaltung — ziemlich im Zentrum des ganzen Granitmassives bildet. Einer zweiten derartigen Einlagerung von Hornblendegranit werden wir noch auf der Wasserscheide zwischen dem Molitobo und dem Panginsua begegnen. Neben Granitgeröllen finden sich zahlreiche Rollstücke dunkler basischer Gesteine, denen wir gleichfalls noch weiterhin anstehend begegnen, endlich Aplite, offenbar von schmalen Gängen im Normalgranit herrührend. Die basischen Gesteine führen feineingesprengte Kiese.

Die Wanderung führte zum Tobuang zurück und diesen in nördlicher Richtung aufwärts bis zur Wasserscheide. Granitgerölle fehlen hier ganz; dagegen bringt ein linker Seitenbach gewaltige Diabasgerölle herab, und das gleiche Gestein bildet anstehend die Wasserscheide, die hier ungefähr in 100 m Meereshöhe liegt. Jenseits führt der Weg zu dem bereits dem Taäda zufließenden Neneonbache hinab. Hier ist der genannte Diabas schön entblößt; es ist ein Diabasporphyrit mit großen Labradorkristallen. Die Schiefer zeigen bereits stärkere Spuren von Umwandlung; Graphitschiefer, gelegentlich auch kieselige Hornsteinschiefer bilden das Anstehende. Der Neneon wurde bis kurz vor seiner Einmündung in den Taäda verfolgt, dann ging es über die westliche Wasserscheide in das Tal des benachbarten Bobuti. Ueberall zeigen sich die Schiefer aufs intensivste gefältelt, die Streichrichtung bleibt generell SN gerichtet; neben Graphitschiefer finden sich quarzreiche Schiefer mit phyllitischem Glanze. Granit fehlt auch im Bobuti noch unter den Geröllen.

Abermals wird der westliche Bergrücken überschritten, um in das Tal des Melino zu gelangen Auf der Höhe liegt die bereits erwartete Grenze von Schiefer und Granit, ohne daß sich auch hier besonders starke Kontaktwirkung erkennen ließe. Auch die sonst in der Nachbarschaft des Granites so zahlreich auftretenden Apophysen von Granit fehlen hier ganz; alles das deutet auf nicht normalen Kontakt, auf jene schon am Posona vermutete Störungslinie.

Am Melino, und zwar an der Einmündung seines linken Nebenbaches, des Sinoutu, finden sich die ersten Niederlassungen von Tomalaalfuren, die hier in mühseliger Arbeit dem Urwalde etwas Raum für ihren Maisbau abringen und nebenbei fleißige und geschickte Goldwäscher sind. Der Goldgehalt der Alluvionen ist indessen auch hier ein sehr unbedeutender und lohnend nur bei der primitiven Arbeitsweise der Eingeborenen, da diese nur nach starkem Bandjir die Stellen unterhalb der stärkeren Wasserfälle und Strudel durchzuwaschen pflegen, wo durch das Wasser eine natürliche Anreicherung des Goldes (sog. Bandjirgold) stattgefunden hat. Im übrigen ist der Goldgehalt, und das gilt auch weiterhin, nur in den Bächen vorhanden, die vorwiegend oder ausschließlich im Granit verlaufen, neben dem Sinoutu besonders im Tanilo, Sassan und vor allem im Molitobo; diese Tatsache ist für die Herkunft des Goldes von Bedeutung.

Von der Alfurenansiedelung am Sinoutu zogen wir unter Führung eines Tomolaalfuren den Sinoutu aufwärts bis zur Quelle; das Anstehende blieb auf der ganzen Strecke ein gleichmäßig feinkörniger Biotitgranit. Als Gerölle treten daneben die bereits vom Posona her bekannten basischen meist sehr dichten und ganz dunkel gefärbten Gesteine auf. Diese auffälligen Gesteine zeigten sich auch sehr bald anstehend; sie bilden Gänge von wenigen Dezimetern bis zu vielen Metern Mächtigkeit. Im ersten Falle, bei geringer Mächtigkeit zeigen sie durch die ganze Masse ein gleichmäßig dichtes Gefüge und schwärzlich-grüne Farbe. Bei den mächtigeren Gängen ist indessen eine deutliche Differenzierung nach Zonen in dichte Gesteine am Rande und mehr und mehr körnige bzw. phorphy-

rische in der Mitte festzustellen, also ein ähnlich gemischter Aufbau, wie ihn die bekannten Trusentaler Gänge im Archaicum des Thüringer Waldes erkennen lassen. Der Granit zeigt am Kontakte, abgesehen davon, daß er ein wenig eingeschmolzen ist, keinerlei Veränderungen im Gefüge, so daß anzunehmen ist, daß er bei der Intrusion der Gänge bereits völlig erstarrt war. Nur an einer mehr oder weniger weit reichenden Chloritisierung des Biotites im Granite pflegt sich die Nachbarschaft der Gänge zu verraten.

Die basischen Gänge zeigen zwei deutlich verschiedene Streichrichtungen, die eine Richtung ist generell NW, die andere schwankt zwischen N und NO; an einer Stelle (am oberen Molitobo) beobachtete ich eine deutliche Durchkreuzung beider Gangrichtungen, ohne daß sich ein verschiedenes Alter für die eine oder andere hätte feststellen lassen; dies legt vielleicht die Vermutung nahe, daß die Gänge basische Nachschübe längs gewissen Spaltensystemen darstellen, die ihrer Anordnung nach wie Kontraktionsspalten erscheinen — die eine Richtung verläuft ungefähr parallel den Kontakträndern, die andere steht mehr oder weniger senkrecht dazu. — Nun besitzen allerdings die porphyrischen Zonen aus der Mitte der zonar aufgebauten Gänge oft ein noch so frisches Aussehen, daß man eher geneigt wäre, sie zu den andesitischen Gesteinen zu stellen, ich muß es daher dahingestellt sein lassen, ob es sich um ungefähr dem Granit gleichaltrige Nachschübe oder erst erheblich später erfolgte Intrusionen handelt.

Erwähnung mag jedoch noch finden, daß die basischen Gesteine häufig fein eingesprengte Sulfide, vorwiegend Pyrit, enthalten; auf diesen Erzgehalt ist offenbar auch die immerhin recht schwache Goldführung in den oben aufgezählten Gängen, soweit sich ersehen läßt, zurückzuführen. Denn im Granite selbst fehlen, soweit ich feststellen konnte, Spuren von Kiesen oder gar gediegen Gold ganz.

Da die basischen Gänge im Gegensatz zu dem tiefgründig zersetzten und vergrusten Granit der Verwitterung starken Widerstand leisten, treten sie häufig in Gestalt scharfer Rippen aus der Umgebung heraus und lassen sich infolgedessen auch im Urwalde unschwer erkennen. Unmittelbar an der Mündung des Molitobo in den Taäda findet sich ein basischer Gang im Flußbette schön freigelegt, und auf dem von Wasser glatt polierten Querschnitt erkennt man, daß in der dichten dunklen Grundmasse zahlreiche eckige Trümmer von Granit schwimmen.

Der Sinoutu, an dem ich den basischen Gängen zuerst begegnete, wendet sich in seinem Oberlauf scharf nach NW; nach Ueberschreitung der Wasserscheide gelangten wir in das Tal des Tanilo (oder Tanio), das ein kurzes Stück nach abwärts verfolgt wurde. Nach Ueberschreitung der westlichen Wasserscheide kamen wir an den Sassan ketschil ungefähr an der Stelle, wo er sich mit dem Sassan besaar vereinigt. Ueberall bleibt das geologische Bild hier dasselbe, überall finden sich die basischen Gänge, oft schwarmartig auftretend, schön aufgeschlossen. Den Sassan ging es hinab bis an den Taäda, der hier, zwei Tagereisen oberhalb der Mündung, noch einen recht wasserreichen breiten Fluß bildet. Er besitzt an der Einmündung des Sassan westöstliche Richtung und behält dieselbe auch noch mehrere Kilometer aufwärts bei, um dann nach NW umzuschwenken; ungefähr an der Umbiegungsstelle mündet sein bedeutendster rechter Nebenfluß, der Molitobo, ein, der von Südwesten her von der Hauptwasserscheide ihm zufließt, während der Taäda oberhalb der Molitoboeinmündung aus nordnordwestlicher Richtung von der Hauptwasserscheide zufließt. Ich habe den oberen Taäda nur wenige Kilometer aufwärts noch verfolgt, da unser weiterer Weg den Molitobo aufwärts führte. Die Gerölle im Flußbette bestanden außer den bekannten bisher anstehend getroffenen Graniten und basischen Gesteinen aus einer wahren Musterkarte von Kontaktgesteinen, Hornfelsen, Andalusitglimmerschiefern, Frucht- und Knotenschiefern, Serizit-

schiefern und Phylliten in allen Uebergängen; diese Kontaktgesteine werden dem oberen Taäda vermutlich von seinen linken Seitenbächen vom östlichen Kontakthofe zugetragen, von dem auch dieselben Gesteine, die wir in Menge fanden, offenbar herrühren; denn im Westen reicht das Granitmassiv noch weit über die Hauptwasserscheide nach W, also über das Flußgebiet des Taäda hinüber, wie wir noch weiterhin sehen werden.

Die Wanderung den Molitobo aufwärts blieb vom geologischen Gesichtspunkte sehr eintönig; der gleichförmige Granit mit den basischen Gängen begleitete uns bis nahe an die Wasserscheide; mehrfach unterwegs stießen wir auf alfurische Goldwäscher. Erst kurz vor dem letzten Anstieg zur Hauptwasserscheide, die hier bei ungefähr 300 m überschritten wurde, stellte sich im Molitobo wie auch in den kleinen ihm zufließenden Quellbächen Hornblendegranit ein, wie wir ihn bereits am Posona kennen gelernt haben; der Glimmer tritt gegenüber der Hornblende so stark zurück, daß man das Gestein eher als Quarzdiorit bezeichnen könnte, zumal auch der Plagioklas neben Orthoklas überwiegt. Das Gestein setzt die Wasserscheide, wie der Befund der Nebenbäche zeigt, auf größere Erstreckung zusammen und findet sich auch westlich der Wasserscheide in den zur Westseite abfließenden kleinen Quellbächen wieder; am Oberlauf des Panginsua ist deutlich der allmähliche Uebergang in den Normalgranit zu beobachten; das Gestein stellt also offenbar nur eine Spaltung innerhalb des sonst einheitlichen Granitmassivs dar.

Beim Anstiege zur Wasserscheide wurde nicht der Molitobo, sondern ein kleiner linker Nebenbach, der Peëtian, verfolgt. Von der Wasserscheide ging es in überaus steilem Abstiege in das Tal des Panginsua hinab. Die geologischen Verhältnisse bleiben hier anfangs dieselben, wie am Molitobo; wenige Kilometer unterhalb der Wasserscheide indessen, wo der Fluß mehrere kleine Seitenbäche von links erhält, beginnen innerhalb des Granites mehr oder weniger mächtige langgestreckte Schieferlinsen sich einzuschalten. Es sind in der Hauptsache biotitreiche dunkle Glimmerschiefer, daneben auch dichte hornfelsähnliche Gesteine, die an der deutlichen intensiven Bänderung und Fältelung die ursprüngliche Sedimentnatur erkennen lassen. Ihrer großen Widerstandsfähigkeit gegen Verwitterung halber ragen auch diese oft langgestreckten Einlagerungen, ähnlich wie die basischen Gänge, zuweilen in scharfen Rippen über den umhüllenden Granit hervor. Das Streichen schwankt zwischen NNW und NNO. An der linken Talseite des Panginsua, der in seinem Oberlaufe noch schluchtartig tief in das Gebirge eingeschnitten ist, ließ sich das nebenstehende Profil (Fig. 1) aufnehmen, das eine Deutung dieser eigenartig langgestrekten Schieferlinsen bietet. Die Schieferschollen zeigen danach an mehreren Stellen nach unten deutlich sich verjüngende, ja manchmal geradezu keilförmige Gestalt. Der sie einhüllende Granit besitzt nicht mehr das gleichförmige mittelkörnige Gefüge, sondern ist feinkörnig und aplitisch. Biotit fehlt fast ganz oder ist zum mindesten untergeordneter Bestandteil neben Muskovit und stets stark chloritisiert. Zahllose Aplitgänge von Meterstärke bis zu winzigsten Aederchen dringen in die Schiefer längs der Schichtfugen ein. Das ganze Bild ist offenbar ein kleiner Ausschnitt aus der Kontaktzone des Granitlakkolithen gegen die überdeckende Schieferhülle, die aufgeblättert in zahlreichen zackigen Vor-

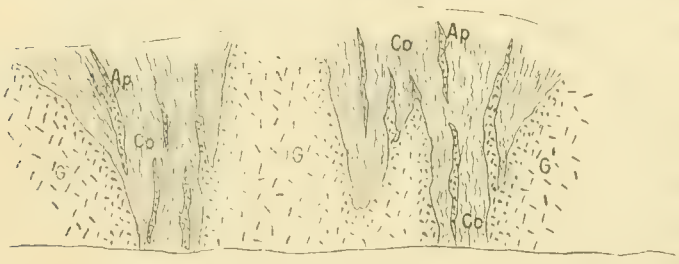



Fig. 1. Aufschluß am rechten Uferhang des Panginsua bei Tambu. *G* Granit, *Ap* Aplit, *Co* Kontaktschiefer (Glimmerschiefer).

sprüngen in das Magma hineinragte. Spätere Erosion hat dann die in den Granit hineinragenden Rippen zum Teil von der übrigen Schieferhülle losgetrennt. Das Profil läßt ferner vermuten, daß die Schiefer schon vor der Intrusion des Granites gefaltet waren, so daß das Magma imstande war, die Hüllen derart aufzublättern und mit zahllosen Aplitintrusionen zu durchsetzen.

Flußabwärts nach Westen sinkt diese eigenartige Kontaktzone mehr und mehr unter die Schieferhülle ein, die bald die ganze Talsohle einnimmt. Der Kontaktglimmerschiefer tritt geschlossen auf, die aplitischen Granitgänge werden immer seltener und schließlich — etwa von der Einmündung des Togas, eines linken Seitenbaches an — beobachtet man nur intensiv gefaltete Kontaktschiefer, durchsetzt und durchschwärmt von zahllosen Aplitäderchen. Die Kontaktschiefer halten von hier bis zu dem nur noch etwa 2 km entfernten Gebirgsrande ziemlich unverändert an — nur das Gefüge wird feinkörniger und dichter — um dann unter der quartären Küstenfläche zu verschwinden (vgl. Fig. 2).

Der Kontakt des Granites gegen die Schiefer zeigt danach auf der Westseite ein ganz anderes Bild als auf der Ostseite des Gebirges. Wie schon hervorgehoben, läßt sich dies am einfachsten mit der Annahme erklären, daß der Kontakt auf der Ostseite kein primärer, sondern durch eine ungefähr NS laufende Verwerfung bedingt ist, für deren Existenz auch noch andere Beobachtungen sprechen. Der Unterschied der beiden Granitkontakte macht sich übrigens auch in der orographischen Gestaltung dieses Inselquerschnittes deutlich bemerkbar. Während auf der Ostseite das Bergland bis zu der durch

Fig. 2. Profil durch den Inselarm zwischen Kasimbar und Tambu. *G* Granit, *Gh* Hornblendegranit, *B* basische Gänge im Granit, *Co* Kontaktschiefer, *pa* normale Tonschiefer, *q* Quartär, *V* Verwerfungen.

die NS-Störung gebildeten Granitgrenze sich wohl kaum über 50 m Meereshöhe erhebt — denn hier bieten die kaum umgewandelten Schiefer der Erosion und Verwitterung nur geringen Widerstand — steigt das Bergland im Granite ziemlich gleichmäßig bis zur Wasserscheide an und behält seine mittlere Höhe von 200—250 m bis zu dem schroffen Gebirgsabfall an der Westseite bei.

Bei dem Austritte aus dem Gebirge vereinigt sich der Panginsua, der bis dahin ungefähr südwestlichen Lauf eingehalten hat, mit seinem Hauptfluß, dem Tambu; letzterer erreicht nach mannigfach gewundenem Lauf durch die etwa 4 km breite Quartärfläche bei der Niederlassung Tambu das Meer der Makassarstraße.

Aus der Umgebung ven Tambu liegen bereits einige geologische Beobachtungen und Beschreibungen vor, auf die ich indessen erst weiter unten in anderem Zusammenhange zurückkommen möchte. Hier sei zunächst noch in Kürze der Rückweg nach Kasimbar auf dem eigentlichen, direkten Wege geschildert. Derselbe wurde, wie erwähnt, in einem allerdings recht anstrengenden Gewaltmarsche von 12 Stunden zurückgelegt; die Entfernung Tambu—Kasimbar muß nach meiner Schätzung etwa

30 km Luftlinie, also ungerechnet die zahllosen Windungen der auf dem größten Teil der Strecke verfolgten Bachläufe, betragen [1]).

Der Weg folgt zunächst wieder dem Tambu bis zur Einmündung des Panginsua am Rande des Gebirges, dann wendet er sich, dem Laufe des Tambu weiter folgend, nach SSW. Nach kurzer Strecke wird ein rechter Seitenbach, der Sinolupang, erreicht und dieser talaufwärts eingeschlagen. Hier kehren bald die vom Panginsua her schon bekannten geologischen Verhältnisse wieder, die Kontaktzone mit den Einlagerungen von Kontaktschiefern im Granit, dann folgt der normale Granit, der hier ebenfalls durchsetzt ist von basischen Gängen; nach 5-stündigem Marsche, zuletzt in steilem Anstiege zur Wasserscheide hinauf, wurde der Kamm erreicht. Leider war hier wie auch auf dem Herwege am Paginsua der Ausblick von der Höhe infolge der dichten Urwaldvegetation sehr schlecht. Nur nach SW öffnete sich über der Schlucht des Aliuputi eine schmale Lücke in dem geschlossenen Urwalddom, durch die wir in der Ferne unser Ziel, das Tominimeer, schimmern sahen. Die Paßhöhe erschien mir hier niedriger als zwischen Molitobo und Panginsua, sie mag etwa 250 m Meereshöhe besitzen.

Während der Weg bis hierher vielleicht noch den Namen eines Pfades verdiente, ging es jetzt auf überaus beschwerlichem Wege hinab zum schluchtartigen Tale des Aliuputi, dem wir weiterhin bis an den Gebirgsrand im Osten folgten. Der anfangs zwischen hohen Felsen eingezwängte Bach hat zunächst SN gerichteten Lauf, wendet sich dann indessen scharf nach OSO und behält diese Richtung bis zur Einmündung in den Hauptfluß, den Tompis, bei. Geologisch bot der Weg wenig Neues; auch hier wurden zahlreiche basische Gänge durchkreuzt, die schmale Schieferzone am Osthange des Gebirges zeigte ebenso wie weiter nördlich nur geringe Spuren von Kontakteinwirkung. Durch die etwa 6 km breite Quartärfläche, die mit Buschholz und Alang Alang (alten Eingeborenengärten) bestanden ist, gelangten wir ermattet, aber doch mit dem schönen Gefühle, den Inselarm von Meer zu Meer in einem Tage durchquert zu haben, in Kasimbar an.

### Von Kasimbar nach Parigi.

Südlich von Kasimbar nähert sich das Gebirge wieder dem Meere und bildet auf kurze Erstreckung sogar eine felsige Steilküste; vorher münden in das Meer noch zwei kleine Küstenbäche ein, der Lybalan und Laimanta. Nach dem Befunde der Gerölle in ihrem Flußbett schneiden sie die bereits bekannten Gesteine auf ihrem Laufe an, Granite, Aplite, basische Gesteine und Tonschiefer. Am Laimanta tritt der Tonschiefer auch anstehend bis in unmittelbare Nähe der Küste, und dann beginnt der Anstieg zu der Steilküste, auf der ein ganz neues Gesteinselement auftritt, ein — dem Anschein nach jüngerer — Hornblendeporphyrit; die Auflagerung auf den Schiefern ist nicht genau zu beobachten, jedenfalls ist sie aber diskordant, da die Schiefer am Laimanta stark gefaltet und aufgerichtet sind, während die Porphyrite sich deckenartig darauf ausbreiten. Ein kleiner Wasserlauf, der Peningkat, führt neben den Porphyriten, die er durchfließt, auch Granit und Schiefer zu Tal, letztere entstammen offenbar dem alten Gebirge, das sich im Innern noch bis hierher nach Süden erstreckt. Die den Schiefern auflagernden Porphyrite sind demnach gegen das Zentralgebirge abgesunken längs einer Bruchlinie, als deren Fortsetzung wir vielleicht den vermuteten Abbruch der Schiefer gegen Granit westlich von Kasimbar ansehen dürfen. Die Porphyrite begleiten die Küste auf etwa 4 km Länge,

1) Ich habe das beigegebene Kärtchen (Taf. IX) nach meinen eigenen Routenaufnahmen zusammenstellen müssen, da sich leider herausstellte, daß die beiden Seekarten (Tominibucht 1906 und Makassarstraße 1900—1901), von denen ich im übrigen die Küstenlinien übernommen habe, gegeneinander nicht ausgeglichen sind; bei der Zusammenstellung der beiden Karten ergibt sich eine Inselbreite von etwa 15 km, was auf keinen Fall der Wirklichkeit entspricht.

überall mit wohl 50 m hohem Absturz zum Strande niederstürzend; der Reitpfad hat infolgedessen hier in Serpentinen auf die Höhe geführt werden müssen; erst unmittelbar vor Labuan Dongulu weicht der Gebirgsrand wieder zurück.

Ein kleiner Wasserlauf mündet an dieser Stelle ins Meer, an dessen Talwänden nicht weit aufwärts schwarze milde Schiefertone mit Einlagerungen dunklen bituminösen Kalkes hervortreten. Im Flußbett selbst und ebenso am Strande liegen Gerölle dieses bituminösen Kalkes in großer Zahl, die sich stellenweise erfüllt zeigen mit schön erhaltenen Nummuliten. Das Verhalten dieser überaus interessanten Schichten zu den Porphyriten war nicht mit Sicherheit festzustellen. Sicher ist nur, daß die nahezu horizontallagernden Schiefer nicht von den Porphyriten überdeckt werden, und daraus scheint mir schon zur Genüge hervorzugehen, daß sie jünger sein müssen und den Porphyriten auflagern, zumal auch auf der Nordseite der Steilküste keine Spur dieser Bildungen zwischen den Porphyriten und dem unterlagernden alten Gebirge zu finden war.

Daraus läßt sich der Schluß ziehen, daß die Porphyrite jedenfalls älter als das Eocän sind, dem die Schiefertone und Kalke nach der Fossilführung zuzustellen sind, vermutlich also cretaceisches Alter besitzen. Weiter unten werden wir auf diese Frage noch näher einzugehen haben.

Wenige Kilometer südlich von Labuan Dongulu mündet der Dongulubach bei dem Dorfe gleichen Namens ins Meer. Die Absicht, hier die Eocänschichten flußaufwärts nochmals aufzusuchen, mußte leider unterbleiben, da das Gebirge ziemlich weit landeinwärts zurückweicht, zudem starker Bandjir das Vorwärtskommen im Flusse zurzeit unmöglich machte. Aus den Geröllen im Flußbette war indessen ersichtlich, daß auch am Dongulu die Eocänkalke noch anstehen müssen. Im übrigen zeigten sich Kalk- und Quarzphyllite, Graphitglimmerschiefer, Fruchtschiefer, also zum Teil bekannte Gesteine des alten Gebirges, die offenbar dem südlichen Kontakthofe des Granitmassivs von Kasimbar entstammen; denn Granit scheint im Flußgebiet des Dongulu bereits zu fehlen, wenigstens sind mir Gerölle nicht zu Gesicht gekommen.

Fremdartig bleiben hier nur die in großen Mengen auftretenden Kalk- und Quarzphyllite, die auch in dem ca. 7 km weiter südlich in die See mündenden Toribuluflusse das überwiegende Gesteinselement bilden. Ihres völlig abweichenden petrographischen Charakters halber möchte ich sie nicht ohne weiteres mit den Schiefern von Kasimbar — also der Tinomboformation — zusammenstellen, vielmehr in Hinblick darauf, daß weiter südlich bei Towera die kristallinen Schiefer wieder zum Vorschein kommen, die Frage offen lassen, ob diese Phyllite nicht vielleicht ein Zwischenglied zwischen den paläozoischen Tinomboschichten und dem Archaicum darstellen.

Auf dem Weitermarsche bis Amfibabu blieben die Phyllite das einzige von den kleinen Küstenbächen zur See transportierte Gesteinsmaterial. Das Gebirge ist ziemlich weit von der Küste zurückgetreten, das Bergland erreicht auf dieser ganzen Strecke keine bedeutende Höhe. Erst kurz vor jenem Küstenorte am Tandjong Amfibabu erheben sich aus der Quartärfläche kleine Küstenhügel, die sich aus denselben Porphyriten aufgebaut erweisen, wie die Steilküste nördlich von Dongulu. Bei dem Kampong Amfibabu tauchen sie wieder unter das Alluvium unter. Diese beschränkten Vorkommnisse von jüngeren Gesteinen längs der Küste sind, wie schon betont worden ist, wohl nur zu erklären als die letzten von der Meeresbedeckung verschont gebliebenen Reste von großen Schollen, die längs ungefähr nordsüdlich verlaufenden gewaltigen Brüchen gegen das ältere Kerngebirge abgesunken sind. Daß die Anlagerung dieser jüngeren Schollen an das Kerngebirge keine normale sein kann, zeigt sich wieder in aller Deutlichkeit südlich von Amfibabu; hier erhebt sich nur wenige Kilometer von der

Küste das imposante und wegen seiner Küstennähe und seiner schroffen Felsabstürze besonders auffällige Amfibabugebirge. In noch nicht 10 km Abstand von der Küste liegt der bis 1840 m aufragende Kamm dieses bizarren Bergmassivs[1]), von dem schroffe, ungefähr N 10° W verlaufende Felswände zum Meere niederstürzen. Wohl 300 m hohe gewaltige Schutthalden bilden das 3—4 km breite Vorland zwischen dem Strande und dem Gebirge, deren Schuttmaterial zugleich den Fingerzeig gibt, daß jene felsigen Höhen vorwiegend aus Hornblendegranit (bzw. Quarzdiorit) aufgebaut sind. Gewaltige Blöcke dieses Gesteines, die die Meeresbrandung aus den Schutthalden herausgenagt hat, übersäen den Strand.

Auch Amfibabu bietet uns mithin das gewohnte Bild; den Kern der Insel bildet altes, zum Teil kristallines Gebirge, das längs der Küste in gewaltigen Brüchen niedergesunken ist, und auf den niedergesunkenen Schollen haben sich hier und da längs des Küstensaumes noch die Reste jüngerer Auflagerungen erhalten, deren Fortsetzung auf dem Grunde des Tominimeeres zu suchen ist. Die Richtung des Abbruches verläuft hier allem Anschein nach ungefähr N 10° W, das beweist einmal die Richtung der nach Osten abstürzenden Felswände des Gebirges, weiter aber auch der Verlauf der südlich an das Gebirge anschließenden Küstenlinie; denn der Steilabbruch des Gebirges setzt sich untermeerisch längs der Küste fort, wie der Verlauf der 100-Fadenlinie in unmittelbarer Nähe der Küste (vgl. Taf. VIII, Fig. 1) beweist. An diesem Abbruch müssen auch die jungen Porphyrite des Tandjong Amfibabu niedergesunken sein (vgl. Taf. X, Prof. VIII).

Das Gesteinsmaterial des Amfibabugebirges besteht, wie schon erwähnt, in der Hauptsache aus Hornblendegranit; er ähnelt in vieler Beziehung den hornblendereichen Granitvarietäten zwischen Kasimbar und Tambu, indessen fehlen hier die normalen Muskovit- bzw. Biotitgranite oder sind jedenfalls nur untergeordnet vertreten.

Südlich vom Amfibabugebirge kommen nochmals auf kurze Erstreckung Phyllite zum Vorschein; bei der Fischeransiedelung Towera (oder Tawera), etwa 25 km südlich Amfibabu, tritt indessen unvermittelt kristallines Schiefergebirge wieder hervor, und zwar bis an die unmittelbare Nähe des Strandes; es sind dies die auf der Seekarte als Labua Sore bezeichneten und mit ungefähr 270 m (900 Fuß) Höhe angegebenen Küstenhügel.

Das Gestein bei Towera ist ein typischer Muskovitgneis (Augengneis); das Streichen ist ziemlich konstant N 20—30° W gerichtet. Die Gneise begleiten die Küste von nun an weiter nach Süden; etwa 5 km südlich Towera liegt Toboli, von wo ein jetzt gut gepflegter Reitpfad zur gegenüberliegenden Küste, und zwar zum Orte Towaëli an der Palubucht führt. Auf diesem Wege hat A. Wichmann vor über 20 Jahren bereits die Nordhalbinsel durchquert und eine Beschreibung des geologischen Aufbaues von diesem Inselquerschnitt gegeben, dem ich hier das Wichtigste entnehme (152, pag. 982 ff.)

Von Towaëli aus nach Osten wandernd, trifft man anschließend an den flachen Küstensaum zunächst lockere Konglomerate und Sandsteine in nahezu schwebender Lagerung, die auf mehrere Kilometer Länge anhalten. Dann folgt auf kurze Erstreckung Granit, und endlich Gneise, zum Teil typische Augengneise, die das Rückgrat der Insel aufbauen und auch auf der Ostseite bis in die Nähe der Küste anhalten. Zahlreiche innerhalb der vermutlich jungtertiären Konglomeratstufe aufsetzende Störungen deuten darauf, daß diese jungtertiären Bildungen gegen das Granit-Gneismassiv abgesunken sind. Das Streichen der kristallinen Schiefer ist sehr schwankend; anfangs zeigte sich N 45° O, weiterhin auch nördliches bis nordwestliches Streichen.

1) Die Seekarte gibt für die Höhen 5510 bzw. 4950 Fuß an.

Wichmann schließt aus diesem Profil, daß der Bau der Insel an dieser Stelle ein durchaus einseitiger sei; wir sahen indessen, daß dies nur scheinbar des Fall ist, daß vielmehr auch längs des östlichen Inselsaumes Abbrüche verlaufen, längs denen jüngere Bildungen abgesunken sind, mit dem Unterschiede nur, daß dieselben bei Toboli nicht mehr im Bereiche des Landes liegen.

A. Wichmann führt a. a. O. nach den Angaben der Eingeborenen noch an, daß die Gebirgsketten des Zentralgebirges bei Kasimbar ihr Ende erreichen; das ist, wie wir sahen, nicht richtig; wohl fällt das Gebirge nördlich des Amfibabustockes um reichlich 1000 m ab, senkt sich indessen an keiner Stelle bei Kasimbar und weiter nördlich unter 250 m herab. Bezüglich der Ortsnamen, die Wichmann a. a. O. pag. 990 von der Küste der Tominibucht aufführt, möchte ich noch hervorheben, daß dieselben sich vielfach mit den von mir festgestellten nicht decken; dies gilt übrigens auch für manche der auf der Seekarte enthaltenen Ortsnamen; die Differenzen mögen zum Teil darin ihren Grund haben, daß in neuerer Zeit manchen alte Ansiedelungen verschwunden sind und neue Dörfer überall in Entstehung begriffen sind.

Noch eine weitere Quelle steht uns für das Gebiet der Westküste nördlich von Towaëli zur Verfügung; Carthaus hat über seine Beobachtungen längs der Westküste nördlich von Towaëli bei Salo, Lero und Towaiha einige interessante Angaben gemacht (36, pag. 246 ff.). Auch hier laufen längs der Küste in einer Breite von mehreren Kilometern graue, weiche, allem Anschein nach jungtertiäre Sandsteine, die längs der Küste noch von einem jüngeren grün gefärbten, pleistocänen Sandstein überlagert werden. Das Zentralgebirge besteht aus den uns schon bekannten Gesteinsgliedern, kristalline Schiefer, Phyllite, Granit und Diorit, und erhebt sich zu Höhen von über 1200 m Höhe. Der Towaiha, der größte der hier vorhandenen Wasserläufe, trennt auf seinem nordsüdlich gerichteten Oberlauf in bis zu 600 m Tiefe eingeschnittenem Tal auf längere Strecke das Urgebirge von den tertiären Sedimenten des Westens. Die aus tertiären Sandsteinen aufgebauten Höhen westlich des Tales erreichen bis zu 900 m Höhe (vgl. Taf. XI).

Auch hier sind wir meiner Ansicht zu der Annahme eines bzw. mehrerer gewaltiger Randbrüche gezwungen, an denen die tertiären Bildungen gegen das alte Kerngebirge abgesunken sind, da der Gedanke einer natürlichen Anlagerung jener Sandsteine zu der unmöglichen Annahme führen müßte, daß das Zentralgebirge während der ganzen Bildungszeit der Sedimente viele 100 m hoch daneben senkrecht aufgeragt hätte. Aber noch eine andere, von Carthaus a. a. O. erwähnte Beobachtung scheint mir auf das Vorhandensein dieser jugendlichen Randbrüche hinzudeuten, deren mögliche Existenz er selbst nicht erwähnt.

Nach seiner Beschreibung ist nämlich das plateauartige Sandsteingebiet westlich des Towaiha übersät mit zum Teil gewaltigen Blöcken von Diorit und Granit. Ohne die Möglichkeit der von Carthaus hierfür angegebenen Erklärungen, daß Meeresströmungen diese Blöcke auf das Plateau verstreut hätten, in Frage zu stellen, so will es mir doch unter den vorliegenden Umständen verständlicher erscheinen, diese Blöcke mit den mächtigen Steilwänden in Verbindung zu bringen, die nach dem Einsinken der Sandsteinscholle diese überragten. Wenn man in Betracht zieht, daß noch heute das schroffe Amfibabugebirge mit seinen Bergstürzen das vorliegende Küstenland mit zum Teil gewaltigen Blöcken übersät, so wird diese Erklärung wohl auch für die geschilderten Verhältnisse am Towaiha die natürlichste sein. Daß die Blöcke nach Carthaus' Darstellung stark abgerollt erscheinen, ist bei diesen Eruptivgesteinen nicht weiter auffällig, da auch die Verwitterung allein derartig allseitig abgerundete Blöcke schafft.

Die Beobachtungen von Carthaus lehren also, daß auch nördlich von Towaëli der von Wichmann zuerst festgestellte Gebirgsbau anhält, und wir dürfen wohl annehmen, daß die bei Towaëli beobachteten Bruchzonen, an denen die Tertiärbildungen gegen das alte Gebirge abgesunken sind, ihre Fortsetzung in der Towaihalinie haben (vgl. Taf. X, Prof. VIII). Weiterhin werden wir sehen, daß auch südlich von Towaëli der gleiche Gebirgsbau sich noch weit in die Palubucht fortsetzt.

Die kristallinen Schiefer bilden auch südlich von Toboli das einzige Gesteinselement, aus dem das Rückgrat der Nordhalbinsel bis an das in den zentralen Inselteil übergehende Wurzelstück aufgebaut ist. Während indessen bei Towera und Toboli Gneise vorwiegen, stellen sich von Parigi ab Muskovitglimmerschiefer ein. Auf einer Fahrt von Parigi nach Saussu (zwischen Parigi und Posso) lernte ich diese Glimmerschiefer als überwiegendes Gesteinselement des Saussuflusses kennen.

Auf das Gebiet südlich und östlich Saussu werden wir weiterhin bei der Besprechung des Ostarmes und der Zentralinsel noch zu sprechen kommen.

Damit bin ich am Ende meines eigenen speziellen Arbeitsgebietes angelangt, und ich wende mich nun den übrigen Teilen der Insel zu, soweit sie in der Literatur bereits eine Behandlung gefunden haben.

---

## II. Der geologische Aufbau der Nordhalbinsel.

### 1. Die Küstenstrecke von Buol bis zur Palubucht.

Eine wertvolle Ergänzung der im I. Abschnitte geschilderten geologischen Verhältnisse in der nordwestlichen und westlichen Tominibucht bildet eine gelegentlich der Vermessung der Westküsten von Nordcelebes von dem holländischen Leutnant H. T. Hoven gesammelte Gesteinssuite von der mit meinem Arbeitsgebiete korrespondierenden Westküstenstrecke der Nordhalbinsel. Diese Sammlung ist von Bücking bearbeitet und eingehend beschrieben worden (34, pag. 29 ff.), so daß ich mich im folgenden in der Hauptsache auf Bücking stütze.

Zwischen der Bucht von Buol und der Bucht von Toli Toli springt die Nordhalbinsel mit einem nahezu rechteckigen Landstreifen ziemlich weit über die benachbarte Küstenlinie nach Norden vor, so daß der im Mittel nur etwa 50 km (längs des NS verlaufenden Teiles sogar nur 30 km) breite Inselarm hier bis über 100 km Breite anschwillt. Ebenso wie im Süden das Mauton- und Tominigebirge treten auch auf der Nordseite die Zentralgebirgsketten bis nahe an die Küste heran, so vor allem das Dakogebirge an der Bucht von Toli Toli. Der Küstensaum zwischen Buol und Toli Toli besteht indessen nach den hier gesammelten Gesteinen vorwiegend aus jüngeren Sedimenten. Am Kap Kandi, nördlich von Buol, liegen junge Korallenkalke (Karang genannt), die sich von hier nach Süden bis in die Nähe des Buolflusses fortsetzen und nach Westen gleichfalls die ganze Nord- und Westküste fast ununterbrochen begleiten. P. u. F. Sarasin haben diese Karangs am Kap Tandi zuerst untersucht und beschrieben (125, pag. 147). Sie hielten sie, wie die meisten ihnen bekanntgewordenen Korallenkalke der Insel, soweit sie nicht ganz rezenten Eindruck machten, für Eocän. Koperberg (69, pag. 150) gab gleichfalls eine Beschreibung dieser Kalke, die nach seinen Angaben am Kap Kandi bis 300 m Meereshöhe aufsteigen, und wies schon darauf hin, daß ihnen erheblich jüngeres als eocänes Alter zukomme. (Vgl. darüber auch Verbeek (144, pag. 38).

Das jüngere Alter dieser Karangs wird auch durch die weiterhin von Bücking beschriebenen Vorkommnisse bestätigt; so treten derartige Karangs, vorwiegend aus Lithothammnien aufgebaut, am Stroomenkap auf, auflagernd auf einem propylitähnlichen Eruptivgestein (Bücking, a. a. O. pag. 77) oder Quarztrachyt (pag. 57), ferner auf der Insel Dalangan und in der Bucht von Dondo am Kap Senjangang, gleichfalls vorwiegend aus Lithothammnien bestehend, endlich auf dem Zuidwachtereiland (in der Bucht von Tambu), hier unterlagert von einem foraminiferenführenden, vermutlich neogenen Mergel (pag. 78).

Landeinwärts folgen am Boschkap zwischen Buol und Toli Toli graue kalkhaltige Sandsteine, zum Teil fest und quarzitisch, mit Eisenkiesimprägnationen; vereinzelt finden sich darin Körnchen eines zersetzten Eruptivgesteins (Andesit oder Porphyrit; vgl. pag. 69). Weiter östlich folgen dunkelgraue Kalksandsteine, gelegentlich mit Schiefern und Kieselkalken wechsellagernd; rote mürbe Sandsteine kommen endlich bei Belonlioh, südlich der Insel Dalangan, zum Vorschein.

Während also bis zum Stroomenkap Sedimente (über deren mutmaßliches Alter noch weiterhin zu sprechen sein wird) und darüber stufenförmig die Küstenberge umsäumende jugendliche Korallenkalke auftreten, wechselt der Gesteinscharakter plötzlich mit dem Umschwenken der Küste südlich des Stroomenkaps. Von der Insel Pulu Kapas werden Gneise beschrieben, gelegentlich auch granitähnliche glimmerarme Biotitgneise (offenbar ähnlich dem von mir am oberen Siguru festgestellten Gneise).

Hier mag noch eingeschaltet werden, daß nach den Beobachtungen des Herrn Hoven vom Berge Lakapomea am Stroomenkap sich eine ununterbrochene hohe Bergkette über das Dakogebirge bis zum Sodjolo fortsetzt (pag. 59); es steht diese Beobachtung, wie schon Bücking hervorhebt, im Widerspruch mit dem großen Ost—West gerichteten Längstale, das Sarasins (a. a. O. Bd. 4. t. 13) zwischen dem Küstengebirge — eben ihrem Dakogebirge — und dem Tomini-Tinombogebirge einzeichnen. Daß dieses große Längstal nicht existieren kann, hat späterhin auch Koperberg (71, pag. 177) auf anderem Wege festgestellt. Seine einmal von Mauton aus nach Norden, andererseits von Buol aus das Buoltal nach SW hin ausgeführten Untersuchungen haben den Nachweis erbracht, daß hier nur eine zentrale Wasserscheide vorhanden ist, eben unser Mautongrenzgebirge, und daß demnach für das große Längstal des Ogodakoflusses, auch in der reduzierten Form, die ihm auf der Karte 1905 (128, Bd. 1. t. 1) gegeben worden ist, kein Anhaltspunkt bleibt.

Suess (139, Bd. 3, Teil 1, pag. 321) erwähnt nach Angaben des Herrn Bergingenieur Hundeshagen das Vorkommen stark gestörter alter, grün und rot gefärbter Tonschiefer 1—8 km W von Tontoli (= Toli Toli). Diese Schiefer erinnern an die roten und grünen Schiefertone von Tinombo, sie sollen aber bei Tontoli von Granit durchsetzt sein. Nach diesen Angaben hat es den Anschein, als ob an der Küste von Toli Toli neben den kristallinen Gesteinen auch noch jüngere Bildungen auftreten; da aber die nach Hundeshagen gemachten Angaben ungenau sind, habe ich von einer Berücksichtigung derselben auf der Karte abgesehen.

Südlich von Pulu Kapas folgt das Kap Tendeh mit der ihm vorgelagerten kleinen Insel Pulu Tendeh. Von hier wird ein Granitit (im frischen Zustand wahrscheinlich amphibolführend) beschrieben (pag. 32). Ein amphibolführender Granitporphyr (mit bis 2 cm langen Orthoklaskristallen, Karlsbader Zwillingen) bildet die Steilküste von Kap Dondo an der Lingianstraße; er führt Biotit und bis 5 mm lange Hornblendekristalle. Es ist dies zweifellos dasselbe Gestein, das ich im oberen Tinombotale so reichlich fand und vom Ogoamas, und Tinombostocke herleitete. Auch Aplite mit Pyriteinsprenglingen werden von hier beschrieben. Weiter südlich auf den Taringinseln, nordwestlich des Berges Sodjolo, findet sich ein biotitführender Amphibolgranitit, gleichfalls mit porphyrischen großen Feldspäten; das

Gestein stellt durch das Ueberwiegen des Oligoklases einen Uebergang zum Diorit dar. Nach Hovens Angaben findet sich dasselbe Gestein in großer Verbreitung längs der Küste östlich und südlich der Taringinseln, und schon er vermutet (vgl. Bücking, a. a. O. pag. 35), daß auch das Sodjologebirge aus dem gleichen Gestein besteht. Das Sodjolomassiv hat nach ihm eine Entfernung von 15 km von der Küste, die Höhe desselben gibt er zu 3030 m an, die des Ogoamas zu 3330 m[1]).

Vom Kap Dondo ist noch nachzutragen, daß am Ostufer dieser eigenartigen Halbinsel, also in der Bucht von Dondo, Augitdiorit die Steilküste bildet. Auffällig ist ferner, daß die Ostküste der Halbinsel sehr steil zur See abfällt, sodaß das Meer bereits 40—50 m von der Küste über 100 Faden tief ist. Ich vermute, daß dieser zweifellos ganz junge Abbruch mit dem Abbruche des Ogoamas-Tinombomassives in Verbindung steht, wie ich auch auf den Karten angedeutet habe, und es ist wohl nicht unwahrscheinlich, daß auch längs der Westküste der Halbinsel Dondo ein ähnlicher Abbruch verläuft als Fortsetzung des westlichen Ogoamas-Tinombo-Sodjoloabbruches; die Halbinsel Dondo bildet somit zusammen mit jenen Gebirgsstöcken einen schmalen, ungefähr NNO gerichteten Horst. (Vgl. Taf. IX u. XI.) Sie stellt die tektonische Fortsetzung des Tinombogebirgsmassives dar.

Der erwähnte Augitdiorit von Dondo besitzt nach der Beschreibung große Aehnlichkeit mit den Ganggesteinen, die ich innerhalb der Tinomboformation zwischen Palasa und Tinombo verschiedentlich angetroffen habe. Da ferner in der Liste, die Sarasins (125, pag. 301) geben, bei der Aufzählung der Hovenschen Gesteinssuite von der Insel Luang in der Dondobucht auch Kalkphyllit erwähnt wird, darf man wohl annehmen, daß auf dieser ganzen Küstenstrecke auch die Gesteine der Tinomboformation hervortreten. Oestlich von Dondo dagegen, längs der Küste von Toli Toli nach Norden treten nach den gemachten Funden die kristallinen Schiefer bis in die Nähe der Küste. Es ist daher anzunehmen, daß das Innere der Insel zwischen Toli Toli, Mauton und Tomini ganz aus den Gesteinen der kristallinen Schiefer aufgebaut wird; das Mautongebirge mit seiner NW gerichteten Streichrichtung setzt allem Anscheine nach in das gleichgerichtete Dakogebirge fort, erreicht mithin erst am Stroomenkap sein eigentliches Ende.

Der Abbruch der kristallinen Schiefer längs der ungefähr NS verlaufenden Küste von Toli Toli hängt allem Anscheine nach mit der gewaltigen Bruchzone zusammen, an der die Tinombosedimente westlich Tomini gegen die kristallinen Schiefer abgesunken sind (Ogoapasspalte); in diesem jugendlichen Abbruch der Küste von Toli Toli haben wir zugleich die Erklärung für das Fehlen der jüngeren Sedimente, die die Nordküste von Buol an bis zum Stroomenkap ständig begleiten.

Es bleibt noch zu erwähnen, daß in der Bucht von Dondo auch junge Eruptivgesteine auftreten; am Tandjong Senjangang in der SW-Ecke der Bucht ist mehrererorts Hornblendeandesit anstehend getroffen. Es sind dies vermutlich längs der erwähnten großen Einbrüche emporgedrungene Gangvorkommen.

Wichtig sind die zahlreichen Gesteinsbelege, die in der Bucht von Tambu und deren näherer Umgebung gesammelt worden sind. Bücking beschreibt von hier zunächst eine Reihe von Graniten (pag. 35), so vom Kap Batu Kenjai, das nach der der Arbeit beigegebenen Karte nördlich von Tambu, aber nach Bückings Angaben 14 km südlich des Aequators gelegen ist[2]). Der Granitit von hier ist

1) Die auf Taf. XI angegebenen Höhenzahlen habe ich der Seekarte 1906 entnommen.

2) Hier scheint ein kleiner Irrtum untergelaufen zu sein; der Ort Tambu liegt nach meinen Aufnahmen etwa 10 km südlich vom Aequator, nach der Seekarte sogar nur etwa 5 km, so daß der nördlich von Tambu gelegene Batu Kenjai nicht 14 km südlich des Aequators liegen kann; nun verzeichnet aber die Seekarte einen G. Batu Kenjai etwa 4 km von Tambu südlich, der also nach meinen Aufnahmen etwa 14 km südlich des Aequators liegen würde. Der Granit soll hier auf große

ein biotitarmes gleichmäßig körniges Gestein mit überwiegendem Kalifeldspat, entspricht also vollkommen dem Typus des von mir zwischen Kasimbar und Tambu angetroffenen Gesteines.

Von Tandjong Labeya werden Granitite, zum Teil mit hornblendereichen Ausscheidungen, sowie Aplite beschrieben; letztere entstammen offenbar den auch von mir beobachteten aplitreichen Randzonen des Granitkontaktes. Die hornblendereichen Ausscheidungen erinnern ihrer Zusammensetzung nach sehr an die oben beschriebenen basischen Gänge innerhalb des Granitmassives; sie sollen allerdings hier bis kopfgroße, rundliche Knollen im Granit bilden. Von Pamalulu, einem kleinen Dorfe westlich von Tambu, auf der zum Tandjong Biru sich hinausreckenden Halbinsel, wird ferner Diorit beschrieben (pag. 39); das Hauptgestein ist ein hornblendereicher Diorit, in dem dunkelgrüne Hornblende und Plagioklas im Gleichgewicht vorhanden sind. Während dieses Gestein große Aehnlichkeit mit den von mir als Hornblendegranit bezeichneten Ausscheidungen hat, dürften dichte dunkelgrüne Ganggesteine von derselben Stelle, von Bücking als dioritische Ganggesteine bezeichnet, mit meinen basischen Gängen identisch sein; die Grundmasse derselben besteht aus einem dichten Gewebe von Plagioklas und Hornblende, zu denen sich spärlich Körnchen von Quarz, ferner Biotit und Magnetit gesellen, auch die von mir beobachteten eigentümlichen porphyrischen Hornblendeeinsprenglinge — bis zu 1 cm Länge — fehlen hier nicht.

Ein Diorit wie der eben genannte ist ferner auf der kleinen Insel Pulu Laut gesammelt, jedoch reicher an Biotit; auch die basischen Gänge fehlen hier nicht.

Die aus der Bucht von Tambu beschriebenen Sedimente (vgl. S. 67 ff.) sind vorwiegend schwarze, dunkle Tonschiefer. Sie finden sich östlich des Dioritzuges von Pamalulu am Kap Santigi, auf der Landenge, die die kleine Halbinsel mit dem Lande verbindet, ferner auf der Insel Katupa, die diesem Kap im Norden vorgelagert ist; hier sind sie vergesellschaftet mit dichtem, grauem, feinflasrigem Kalkstein, der sogar auf der Insel überwiegen soll; doch bilden die Kalke, wie Bücking vermutet (pag. 74), nur Einlagerungen im Tonschiefer. Während diese Gesteine sich ohne weiteres den Schiefern von Kasimbar vergleichen lassen, stellen die a. a. O. weiterhin noch aufgeführten Tonschiefer und Konglomerate offenbar jüngere Bildungen dar, worauf schon das Vorhandensein jugendlichen Eruptivmaterials (Porphyrit oder Andesit, sowie Trachyt) im Bindemittel dieser Gesteine hindeutet.

Südlich von Tambu legen sich, wie wir an der Hand der Carthausschen Mitteilungen sahen, neogene Sandsteine in beträchtlicher Breite an die Westküste an, die sich über Towaëli noch weit nach Süden in die Palusenke verfolgen lassen.

---

Fassen wir die einzelnen Beobachtungen nochmals zusammen, so bietet uns die Nordhalbinsel vom Wurzelstück bis in die Gegend von Mauton etwa folgendes Bild:

Das Rückgrat der Insel bilden an der Wurzel gegen den zentralen Inselteil kristalline Schiefer, vorwiegend Muskovitglimmerschiefer, die nach Norden (Toboli, Towera) in Gneise und Granitgneise übergehen. Diese Gneise verlassen nördlich Towera, wo sie mit SO—NW-Streichen an der Küste anstehen, die Ostseite; im Westen scheinen sie indessen weiter nach Norden zu setzen, so daß auch die nördliche Begrenzung der kristallinen Schiefer generell SO—NW-Richtung zu haben scheint. An der Westküste

Erstreckung die Küste bilden. Daraus folgt offenbar, daß neben dem Hauptgranitmassiv, dessen westlichen Kontakt ich im Tambutal traf, im Westen noch kleinere Granitdurchbrüche existieren, die südlich von Tambu die Küste erreichen (vgl. Taf. IX).

lagern längs NS verlaufender Randbrüche abgesunkene neogene Sandsteine und Konglomerate. Es folgen nach Norden generell mit dem gleichen bzw. nach N umschwenkenden Streichen vermutlich paläozoische Sedimente (die Schichten von Tinombo) mit ungefähr der Streichrichtung folgenden, zum Teil mächtigen Intrusionen granitischer und dioritischer Tiefengesteine. Auch diese werden durch Randbrüche begrenzt, die besonders längs der Ostküste deutlich hervortreten. Die Küste begleiten in schmalem Saume an diesen Brüchen abgesunkene alttertiäre Nummulitenkalke, unterlagert zum Teil noch von vermutlich cretaceischen Hornblendeporphyriten, ferner neogene Korallenkalke, Sandsteine und Konglomerate. Auch auf der Westseite fehlen weiter nach Norden solche NS verlaufenden Randbrüche nicht, wie das eigenartige horstförmige Tinombogebirge und in seiner Verlängerung die Halbinsel Dondo vermuten lassen, wenngleich die Bruchlinien hier nicht überall deutlich hervortreten, vielmehr, wie in der Bucht von Tambu, mehr kesselartige Einbrüche geschaffen haben.

Längs einer mächtigen NS-Störung, der Ogoapaslinie, schneiden die Sedimente der Tinomboformation mit ihren Eruptivgesteinen abermals gegen die kristallinen Schiefer ab, die von hier ab bis östlich Mauton das Rückgrat der Insel aufbauen. Sie werden im S von WNW verlaufenden Bruchlinien begleitet, an denen zwischen dem Lambunutal und Mauton eine mächtige Serie von Porphyren und Porphyriten abgesunken ist. Im Küstengebiet von Bolano ragt horstartig Granit hervor, überdeckt von jungtertiären bzw. altquartären Andesiten und Daziten.

Es erweist sich also das Wurzelstück der Nordhalbinsel zusammengesetzt aus den verschiedensten Gesteinselementen, die sich, und das ist vor allem auffällig, in keiner Weise in ihrem Aufbau an die lineare Erstreckung des Inselarmes anfügen, sondern, soweit sie gefaltet sind, völlig unabhängig von dieser schön geschwungenen Linie in nahezu konstanter SO—NW-Richtung den Inselarm durchkreuzen.

## 2. Die Nordhalbinsel zwischen Mauton und Gorontalo.

(Vgl. Taf. XI.)

Bei der Darstellung der geologischen Verhältnisse der Nordhalbinsel östlich der Landschaft Mauton stütze ich mich in der Hauptsache auf die Koperbergschen Aufnahmen, die sich nahezu über den ganzen Nordarm in einzelnen Forschungszügen erstrecken und daher die Kenntnis von dem Bau der Nordhalbinsel bedeutend gefördert haben. Von den früheren Arbeiten sind vor allem Bückings Studien auf Nordcelebes zu nennen (30), denen auch eine erste geologische Kartendarstellung der östlichen Nordhalbinsel beigegeben ist, ferner die Werke von P. und F. Sarasin, auf die schon mehrfach Bezug genommen wurde; beiden verdanken wir vor allem eine eingehende Beschreibung des nordöstlichen, vorwiegend aus jungvulkanischen Gesteinen aufgebauten Inselteiles, der Minahassa; Sarasins haben aber noch an drei weiteren Stellen die Nordhalbinsel durchkreuzt, von Buol und Matinang an der Nordküste quer durch die Insel nach Marisa an der Tominibucht, östlich von Mauton, ferner von Gorontalo, durch das Bonegebirge nach Negerilama an der Südküste östlich von Gorontalo, endlich von Amurang in der westlichen Minahassa durch die Landschaft Mongondow nach Malibagu an der Südküste unweit Negerilama. Auch diese Züge haben wichtiges geologisches Material geliefert, das zum Teil durch Bücking noch eine petrographische Untersuchung und Beschreibung gefunden hat (34). Ueber die Minahassa und den westlich an dieselbe anschließenden Inselteil besitzen wir ferner Arbeiten von Rinne (118, 119); über die Umgebung von Gorontalo und den Golderzdistrikt der Nordküste endlich die eingehenden Beschreibungen v. Schelles (130—132) und über das Gebiet von Sumalata noch eine spezielle Beschreibung von Molengraaf (104).

Eine Reihe von Mitteilungen über den Bau der Nordhalbinsel sind ferner zusammengestellt in einer vorwiegend auf Quellenstudium beruhenden Arbeit A. Wichmanns (156). Im übrigen existieren namentlich über die Minahassa, die wegen der weit vorgeschrittenen Erschließung des Landes schon seit langem die Reisenden stark angezogen hat, eine große Zahl von Reiseberichten und kürzeren Notizen, deren Wiedergabe ich indessen hier unterlassen kann, da sie in den aufgezählten Werken, namentlich denen der Sarasins, eine ausführliche Würdigung und Sichtung gefunden haben.

Meine eigenen Beobachtungen in diesem ganzen Gebiete der Nordhalbinsel beschränken sich auf eine Durchquerung der Insel von Kwandang an der Nordküste nach Gorontalo und einige Streifzüge in die Umgebung dieses Ortes, ferner eine Reise durch die Minahassa und das im Südwesten anschließende Gebiet von Totok, endlich auf einen Besuch der Bergbaue von Sumalata und Paleleh an der Nordküste.

---

Das Gebiet, das östlich an die mächtige Wasserscheide des Mautongrenzgebirges anschließt, ist in seinem Innern heute noch ziemlich unbekannt. Unsere Kenntnis für diesen Teil stützt sich lediglich auf die Züge, die Koperberg einmal in der Umgebung von Molosipat im Grenzgebiet von Mauton gegen die Landschaft Paguat, ferner von Buol aus in das Flußgebiet des Buolflusses ausgeführt hat.

Von Molosipat ausgehend, überschritt Koperberg (69, pag. 157) längs eines linken Seitenbaches des Molosipat — mir wurde derselbe als Bolonoöh bezeichnet — die Wasserscheide des Mautongebirges, um in das Flußgebiet des Papajato zu gelangen. Bis zur Wasserscheide halten auf diesem Wege die Chloritschiefer des Mautonkammes (vgl. S. 14) an, die die bereits oben erwähnte Kupfererzlagerstätte Ilota am rechten Talhange des Bolonoöh einschließen. Von der Wasserscheide an folgen indessen unvermittelt jüngere Eruptivgesteine, von Koperberg als körnige Diorite bezeichnet; sie sind im Flußgebiet des Papajato vergesellschaftet mit Diabasporphyriten, Gesteinen, die uns im folgenden noch oft wieder begegnen werden und die in mancher Beziehung große Aehnlichkeit haben mit den Porphyriten der Porphyritserie südlich der Siguruspalte. Bereits Koperberg hat bei seinen Kartendarstellungen dieser vermutlichen Zusammengehörigkeit Rechnung getragen.

Besonders wichtig ist nun, daß am Papajato wie dessen Nebenflüssen diese Gesteine vergesellschaftet sind mit aus dem gleichen Gesteinsmaterial bestehenden Breccien, so beispielsweise an dem Lohuloflusse (pag. 158). Es wurde oben bereits hervorgehoben, daß derartige Breccien oder Bombenanhäufungen auch der Porphyritserie an der Siguruspalte nicht fehlen, wenngleich sie hier nur eine untergeordnete Rolle spielen. Diese Porphyrit- und Porphyritbreccienstufe, oder kurz Breccienstufe — denn von nun an nach Osten überwiegen mehr und mehr die Breccien über die Ergußdecken — setzt aus dem Flußgebiet des Papajato nach Osten bis in das Flußgebiet des Randangan fort. Die Umrahmung der breiten Alluvialfläche des Randangan- und Milangodeltas, in der Marisa gelegen ist, bilden Bergzüge, die aus dieser Breccienstufe aufgebaut sind. Weiter landeinwärts folgen sodann echte Sedimente; sie füllen eine Senke zwischen dem Küstengebirge und dem im Norden vorgelagerten Zentralgebirge, der Wasserscheide zur Nordküste, aus. Diese mit Sedimenten erfüllte Senke umfaßt den Randangan, den unteren Naimu, ferner die beiden Quellflüsse des Randangan, den Wongkahulu und Buhu[1]);

1) In der Bezeichnung der Flüsse folge ich hier Koperberg (1902); zum Teil abweichende Namen geben Sarasins 125, pag. 147 ff. und 128, Bd. 1. t. 3.

es sind vorwiegend Konglomerate und Sandsteine, am Wongkahulu Mergelsandsteine und Mergel mit deutlichem gleichmäßigen Einfallen nach NW. Unterlagert werden die Sedimente von der Breccienstufe, die besonders im Osten, an den linken Zuflüssen des Buhu, am Nordabhang des Dapigebirges wieder zum Vorschein kommt (Koperberg, 69, pag. 160 ff.).

Am Südabhang des Dapigebirges, das den westlichen, am Randangan endigenden Ausläufer einer von nun an weit nach Osten zu verfolgenden südlichen Wasserscheide — einer der Hauptkette parallel laufenden Nebenkette längs der Tominiküste — bildet, tritt in den Flußtälern des Dapi und Taludujuno unter den Breccien Granit hervor, der nach S abermals überdeckt wird von einem eigentümlichen Plagioklasgestein mit porphyrischen Quarzkristallen, also einem quarzführenden Porphyrit, wie wir ihn in genau der gleichen Ausbildung an zahlreichen Stellen südlich der Siguruspalte neben quarzfreien Porphyriten kennen gelernt haben. Am Südabhange des Dapigebirges ist das Gestein von goldführenden Zonen — sekundären Verquarzungs- und Vererzungszonen — die auch noch in den Granit fortzusetzen scheinen, durchsetzt. Hier liegen die wichtigsten Goldfundstellen der noch vor nicht langer Zeit daselbst tätig gewesenen Paguat-Bergbaugesellschaft.

Anfangs war Koperberg im Zweifel, ob das porphyrische Gestein als ein Quarzporphyr oder ein Quarzandesit bzw. Dazit zu bezeichnen sei, und war geneigt, im ersten Falle es als eine Randzone mit dem Granit in Verbindung zu bringen (69, pag. 162). Später hat er es indessen als eine besondere Stufe über die Breccienetage gestellt (71, pag. 172). An dieser Stelle wird folgende Altersfolge aufgestellt:

5. Grauwacken und Mergelsandsteine (jüngste Bildungen des Randangan-Gebietes).
4. Dazit.
3. Breccienstufe.
2. Diabasporphyrit (z. B. am Papajato).
1. Granit, der vermutlich in diesem ganzen Inselteile das Grundgebirge bildet.

Weiter wird aber an dieser Stelle gesagt, daß am Naimu und Molango (zwei linken Seitenflüssen des Randangan) der Diabasporphyrit mit dem Quarzporphyr wechsellagere, und daraus scheint doch zu folgen, daß beide Stufen mit der zwischen sie gestellten Breccienstufe ein einziges geologisches Ganze bilden; es würde damit die Breccienstufe von Paguat in diesem erweiterten Sinne dieselbe Gesteinszusammensetzung aufweisen, wie die Porphyritserie vom Siguru.

Es bleibt noch hervorzuheben, daß am unteren Naimu (71, pag. 172) unter den jüngeren Bildungen Granit zum Vorschein kommt. Es ist dies der letzte bisher bekannte Ausläufer des granitischen Grundgebirges, das sich von Osten her aus der südlichen Minahassa nahezu kontinuierlich bis in das Dapigebirge fortsetzt; der Granit bildet auf dieser ganzen Inselstrecke von der Minahassa bis an das Mautongrenzgebirge vermutlich einen einheitlichen mächtigen Sockel, auf dem alle übrigen jüngeren Bildungen ruhen. Seine Grenze gegen die kristallinen Schiefer im Westen ist, wenigstens soweit bekannt, von der Breccienstufe verhüllt, so daß es zweifelhaft bleibt, ob der Granitsockel von Nordcelebes eine den kristallinen Schiefern eingeschaltete oder ihnen ursprünglich aufruhende jüngere Bildung ist, die vielleicht mit den Graniten in den Tinomboschichten zu vergleichen wäre. Auf letzteres deuten, wie wir noch sehen werden, sein frisches und wenig durch Druck verändertes Gefüge hin, ferner der Umstand, daß in seinem Kontakte gelegentlich Sedimente auftreten, die wir nicht zu den kristallinen Schiefern, wohl aber vielleicht zu den Tinomboschichten stellen können.

## Die Nordküste von Buol bis Kwandang.

Wir wenden uns zunächst wieder der Nordküste zu. Wir sahen bereits oben, daß westlich von Buol bis zum Stroomenkap junge Korallenkalke die Küste begleiten, daß darunter weiter landeinwärts verschiedenartige Sedimente, Sandsteine etc. auftreten müssen. Die jungen Korallenkalke reichen am Kap Kandi (bei Koperberg Kap Dako) bis zu 300 m Meereshöhe an den Küstenbergen hinauf (69, pag. 147). Das Gebirgsland im W und SW von Kap Tandi ist, wie die Koperbergschen Untersuchungen längs der linken Seitenbäche des Buol und über die Küstenwasserscheide hinweg längs des kleinen Küstenbaches Busak ergeben haben, aufgebaut aus Schiefertonen, Sandsteinen und Konglomeraten mit gelegentlichen Einlagerungen von Kieselschiefern; diese Bildungen sind stellenweise reich an Globigerinen. An mehreren Stellen werden sie von jüngeren goldführenden Andesiten durchbrochen, goldführend insofern, als im Zusammenhang mit diesen Durchbrüchen sich kleine Erzadern (so am Pinamulafluß, am Busak und Tuinan) teils im Andesit selbst, teils am Kontakt mit dem Nebengestein gebildet haben; sie sind erfüllt mit Bleiglanz, Schwefelkies, Blende und Kupferkies und weisen einen schwachen Goldgehalt auf. Da diese goldführenden Andesite, denen wir weiterhin noch öfter begegnen werden, vermutlich jungtertiäres Alter besitzen — unter der Voraussetzung allerdings, daß sie alle einer ungefähr gleichaltrigen Golderzformation angehören —, so müssen die von ihnen durchbrochenen Sedimente, was ihrem petrographischen Habitus auch sehr wohl entspricht, mindestens alttertiär sein.

Ganz ähnliche Sedimente bauen auch das Gebirge von Buol am Oberlauf des Buolflusses sowie zweier östlich davon ins Meer einmündenden Küstenflüsse, des Mulat und Lentigadigo, auf (vgl. Koperberg, 71, pag. 152 ff. und das. t. 1). Hier bestehen die betreffenden Bildungen aus Grauwacken und Sandsteinen mit Nestern bituminöser Kohle. In rot gefärbten, kalkigen Einlagerungen, ebenso in den Sandsteinen und Mergeln sind Foraminiferen aus der Gruppe der Globigerinen nicht selten. Koperberg spricht die Vermutung aus (a. a. O. pag. 158), daß es sich hier um vermutlich cretaceische bzw. alttertiäre Bildungen handle. Gefestigt wird diese Vermutung vor allem durch den alten Habitus der Gesteine und ferner durch den Umstand, daß sie hier auch von basischen Eruptivgesteinen, vorwiegend olivinführendem Diabasmandelstein, durchbrochen werden. Dieser Diabasmandelstein ist am oberen Bukalflusse, einem Nebenflusse des Lentigadigo, Träger von Kupferlagerstätten (Kontaktgängen) und zeigt sich hier eng verknüpft mit Diabas- und Porphyritbreccien, also Aequivalenten der Breccienstufe.

Die Brecciengesteine bilden nach Koperberg (70, pag. 175) am Oberlauf des Buolflusses, dessen Quellen am Nordabhang des Mautongrenzgebirges zu suchen sind, das ausschließliche Gestein und erstrecken sich vom Oberlauf des Buol bis in das Flußgebiet des Papajato. In beiden Flußgebieten bilden Diorit und Dioritporphyrit das Hauptgestein der Breccienstufe.

Auffällig erscheint die Angabe Koperbergs, daß Gerölle kristalliner Schiefer im Buolfluß ganz fehlen. Es stützt sich diese Annahme allerdings auf fremde Aufsammlungen im Buolfluß, und es darf daher vielleicht nicht ausgeschlossen erscheinen, daß der Buolfluß mit seinen Quellen doch die den Kamm bildenden kristallinen Schiefer des Mautongrenzgebirges erreicht, daß aber die kristallinen Schiefer unter den Geröllen übersehen sind, zumal sie ja, wie wir oben sahen, aus Grünschiefern bestehen werden, also gleichfalls basischen Gesteinen, die neben den Geröllen der Breccienstufe daher leicht übersehen werden konnten.

Welcher Natur diese Grenzlinie der kristallinen Schiefer gegen die Breccienstufe ist, muß ich dahingestellt sein lassen; anzunehmen ist aber wohl, daß der aus kristallinen Schiefern aufgebaute Grenzkamm als Horst aus den jüngeren Bildungen aufragt, die ihn im Norden wie im Süden — hier

längs der Siguruspalte — begleiten (vgl. Taf. X, Prof. VII u. 18, Fig. 2). Westlich des Buolflusses setzt die Breccienstufe wahrscheinlich noch weiter fort, erreicht aber nicht mehr den Nordsüdküstenrand von Toli Toli, wie wir oben sahen (S. 43); sie müssen vorher ihr Ende erreichen, vielleicht brechen sie ebenso wie die Porphyrite der Siguruspalte an einer der Tabuluoh-Bruchlinie parallel laufenden Störung nach Westen ab (vgl. Taf. XI).

Zwischen der Breccienstufe und der Nordküste liegen jene aus Sandsteinen, Tonschiefern, Kieselkalken usw. bestehenden Sedimente (vgl. S. 43), die wir nach den Erfahrungen am Buolflusse sowie am Busak und den benachbarten Küstenflüssen wegen ihrer petrographischen Aehnlichkeit mit den dortigen Sedimenten zusammenstellen können. Das Alter aller dieser Sedimente ist durch die Foraminiferenführung, ebenso durch die mit der Breccienstufe zusammengehörigen Diabasdurchbrüche am Bukal näher gekennzeichnet. Wir halten sie danach für ungefähr der Breccienstufe gleichaltrige, vermutlich cretaceische Sedimente; im folgenden werden wir noch einige Stützen für diese Ansicht kennen lernen.

Von Buol bleibt noch nachzutragen, daß am Gebirgsrande auf den vielfach gestörten älteren (cretaceischen) Sedimenten eine nahezu horizontal lagernde Schichtenfolge von jüngeren Sandsteinen auflagert. Am Buolfluß reichen sie bis zum Nebenfluß Ajer terang ins Gebirge hinauf und ziehen sich nach Osten, dem Gebirgsrande ungefähr in gleicher Höhe folgend, bis in die Gegend von Matinang. Da diese Sandsteine bereits andesitisches Material enthalten (71, pag. 152 ff.), kommt ihnen jedenfalls neogenes Alter zu, weil die ersten Andesitdurchbrüche vielleicht miocän sind. Sie reichen heute bis etwa 200 m Meereshöhe und sind offenbar gleichaltrig mit den höchsten sich bis 300 m Höhe am Kap Kandi erhebenden neogenen bzw. quartären Karangs; beide Bildungen zeigen, welche bedeutenden negativen Strandverschiebungen an der Küste von Buol noch in jüngerer geologischer Vergangenheit stattgefunden haben.

Die Breccienstufe bleibt auch östlich von Buol das vorherrschende Gesteinselement im Aufbau der Insel. Sie bildet hier zunächst das bis über 2000 m Höhe aufsteigende Matinanggebirge, das P. u. F. Sarasin bei ihrer Durchquerung der Insel von Matinang nach Marisa überschritten haben[1]). Die auf diesem Zuge gesammelten Gesteine sind, wie bereits erwähnt, von Bücking (34, pag. 93) petrographisch bearbeitet worden.

Das Matinanggebirge (bei Koperberg, 70, t. 1 als Timbulongebirge bezeichnet) bildet, obwohl nur ca. 15 km von der Nordküste entfernt, bereits die Hauptwasserscheide zwischen den kleinen nach N abfließenden Küstenbächen und dem großen nach Süden zur Tominibucht gerichteten Flußgebiet des Randangan. An den nach N gerichteten Küstenbächen beobachtete Koperberg (70, pag. 176, 177) überall Gesteine der Breccienstufe, die hier und da von goldführenden Andesiten (auch Erzgängen mit Bleiglanz, Schwefelkies und Zinkblende am Bodifluß) durchbrochen sind. Sarasins fanden dasselbe Gestein von ihnen als „Grünstein-Propylit, ein tertiäres Eruptivgestein, mit reichlichem Schwefelkies durchsetzt" bestimmt (128, pag. 182), im Matinanggebirge bis zur Wasserscheide und auch noch am Südabhange der Bergkette; in der Senke zwischen der Matinangkette und einer südlichen Parallelkette, von ihnen als Oleidu kiki bezeichnet (vgl. 128, t. 4), trafen sie indessen „ein purpurrotes, geschichtetes Tongestein, das, wie spätere Untersuchung ergab, zahlreiche Radiolarien enthält". Diese roten Radiolarientone, die Sarasins noch an verschiedenen Stellen der Insel wiedergefunden haben — wir kommen darauf noch zurück — dürften ihrer auffälligen petrographischen Beschaffenheit nach Aequivalente der roten

1) 125, pag. 147; 128, Bd. 1. pag. 170 ff.

globigerinenreichen Schiefertone von Tinombo sein. Aus Geröllfunden bei Matinang läßt sich schließen, daß diese roten Radiolariengesteine auch an der Nordküste zum Vorschein kommen, und daß sie allem Anschein nach die Breccienstufe, wie auch schon Sarasins annahmen, unterteufen.

Den roten Radiolarientonen kommt danach zum mindesten das gleiche Alter wie der Breccienstufe zu; sie sind also auch mit den foraminiferenführenden Grauwacken und Mergelsandsteinen von Buol, denen gleichfalls rot gefärbte foraminiferenreiche kalkige Einlagerungen eingeschaltet sind, ungefähr auf eine Stufe zu stellen. Für alle diese Bildungen ebenso für die roten Schiefertone und Kalkmergel von Tinombo ergibt sich danach, wie schon angedeutet wurde, ein vermutlich cretaceisches Alter.

Das Oleidu kiki-Gebirge besteht nach den von Sarasins dort gesammelten Gesteinen aus Leucitlaven (vgl. Bücking, a. a. O. pag. 104); es ist dies bisher der einzige Fund von Leucitgesteinen auf der Nordhalbinsel, während ähnliche Leucitgesteine und die verwandten Phonolite auf der Südhalbinsel eine große Verbreitung besitzen. Die Leucitgesteine am Oleidu kiki sind aller Wahrscheinlichkeit nach mittel- bzw. jungtertiären Alters, ungeklärt bleibt freilich ihre Stellung zu den gleichfalls jungtertiären goldführenden Andesiten, die in der Nachbarschaft im Westen und Norden, ebenso auch, wie gleich auszuführen sein wird, im NO in der Umgebung von Paleleh, Sumalata etc. eine große Rolle spielen (vgl. unten S. 55 ff.).

Südlich an den Oleidu-kiki Kamm schließt dann, wie wir schon sahen, die Senke des Randangan-flusses an, mit ihren der Breccienstufe aufgelagerten Sandsteinen und Konglomeraten. Diese Sedimente müssen, wie wir jetzt vermuten dürfen, jünger sein als die durch Radiolarien und Foraminiferen ausgezeichneten Grauwacken, roten Schiefertone und Kieselkalke vom Matinang, vom Bukal- und Buol-flusse und dem Küstengebiete zwischen Kap Kandi und dem Stroomenkap. Sind letztere cretaceisch, so müßten die auch nach Aussehen und ihrer Lagerung jüngeren Gesteine des Randangangebietes tertiäres Alter besitzen. Wir werden aber unten sehen, daß dieselben Bildungen in ihrer Fortsetzung nach Osten eng verknüpft sind mit der Breccienstufe; das hat mich veranlaßt, sie vorläufig bedingt zu den cretaceischen Bildungen zu rechnen.

Die Lagerungsverhältnisse in dem Querschnitte Matinang-Marisa habe ich im Profil VI, Taf. X darzustellen versucht. Es sei noch hervorgehoben, daß Sarasins a. a. O. am Nordabhange des Matinanggebirges junge Sandsteine und Konglomerate erwähnen, sie bilden offenbar die östliche Fortsetzung der Sandsteine der Buolbucht.

### Paleleh und Sumalata.

Die Breccienstufe begleitet das Matinanggebirge bis nach Paleleh, wo bereits seit längerer Zeit Bergbau auf goldführenden Gängen umgeht; Bücking hat dieselben zuerst beschrieben (1899, pag. 278), nach ihm Koperberg, dem wir auch eine genaue geologische Darstellung der Umgebung des Bergbaugebietes verdanken (67, pag. 38); auch von Molengraff werden die Gangverhältnisse von Paleleh in der schon erwähnten Arbeit über Sumalata berührt (104). Ich muß daher im folgenden etwas eingehender auf dieses Küstengebiet eingehen, zumal die Erforschung der für Nordcelebes so wichtigen Breccienstufe und der mit ihr verbundenen Sedimentgesteine von diesem Gebiete ihren Ausgang genommen hat.

Ich beginne mit Sumalata; von älteren Forschern gibt Rosenberg (121, pag. 84 ff.; 123, pag. 253) eine Beschreibung der inländischen Goldbergbaue bei Sumalata. Näheres über die geologischen Verhältnisse des Bergbaugebietes schrieb sodann v. Schelle (1889, Bd. 1. pag. 5 ff.); nach

ihm treten die Gänge von Sumalata in einem tiefgründig rotbraun verwitterten Gesteine auf, das er als Hornblendegranit bezeichnet. Gelegentlich beobachtete Rollstücke von Diabasporphyrit stellte er sich als basische Ausscheidungen bzw. gangförmige Intrusionen in diesem Granit vor, der nach seiner Ansicht das ganze Küstengebirge von Sumalata sowie den dahinter sich erhebenden Hauptkamm, das Boliohutogebirge, aufbaute.

Bücking (30, pag. 276 ff.) gab zuerst eine genauere petrographische Definition der Gesteine, die in der Nachbarschaft der Golderzgänge von Sumalata und Paleleh auftreten; er erkannte als erster die Konglomeratnatur dieser Gesteine, die allerdings äußerlich Graniten und Dioriten sehr ähnlich sind, aber durchweg porphyrischen Charakter besitzen. Auf Grund von Vergleichen mit ganz ähnlichen Gesteinen, die von Rettgers (112, II, pag. 7 ff.) von Martapura in SO-Borneo beschrieben sind und die cretaceisches Alter besitzen sollen [1]), kam er zu dem Schlusse, diese Bildungen als Porphyrite zu bezeichnen, obwohl sie ihm keinen alten Eindruck machten.

Die Gesteine führen neben Plagioklas zum Teil stark zersetzten Augit und eine vermutlich sekundäre grüne Hornblende (Uralit). Da die Grundmasse holokristallin ist, werden sie als Diabas- bzw. Dioritporphyrit bezeichnet. Auch olivinreiche Diabasporphyrite (pag. 278) sind vereinzelt beobachtet. Ganz ähnlich liegen die Verhältnisse bei Paleleh, nur mit dem Unterschiede, daß hier neben den Eruptivkonglomeraten auch Sedimentgesteine in der Nachbarschaft der Gänge eine Rolle spielen (vorwiegend Schiefer mit Anthraciteinlagerungen).

Die Beschreibungen Koperbergs über das Küstengebiet zwischen Kwandung und Paleleh, insbesondere die Minendistrikte von Sumalata und Paleleh (67, pag. 30 ff.) sind besonders deswegen von Interesse, weil hier Fossilfunde in den im Innern dieses Küstengebietes auftretenden Sedimenten erwähnt werden, die einige Anhaltspunkte für deren Altersbestimmung ergeben. In gewissen mergeligen und schiefrigen Gesteinen, die nebenbei durch Foraminiferen (Globigerinen) ausgezeichnet waren, fanden sich undeutliche Molluskenreste, darunter solche der Gattung *Conus*, auf Grund deren Koperberg cretaceisches Alter der Schichten vermutete.

Die Eruptivkonglomerate stellte Koperberg nach dem Vorgange Fennemas mit der miocänen Breccienetage Javas in Parallele. Er deutete ferner als erster darauf hin, daß die Konglomeratstufe an zahlreichen Stellen von Andesit durchbrochen wird; diese Durchbrüche bei Paleleh zeigen propylitischen Charakter und sind offenbar die Bringer der Golderze, mit denen sie in unmittelbarem Zusammenhange auftreten. Die propylitischen Ganggesteine — Koperberg bezeichnet sie nach dem wichtigsten Aufschlusse in der Dopallakmine bei Paleleh als Dopallakporphyrite — durchsetzen indessen nicht nur die Konglomeratstufe, sondern, bei Paleleh sogar vernehmlich, die mit dieser eng verbundenen globigerinenführenden Grauwacken, Schiefertone und Mergel; sie sind also zweifellos jünger als die Sedimente und Eruptivkonglomerate.

Am eingehendsten hat sich etwas später Molengraaf mit den geologischen Verhältnissen der Umgebung von Sumalata beschäftigt (104, pag. 249). Ihm gelang auch als erstem die Besteigung des südlich von Sumalata aufragenden Zentralgebirges, das im Boliohutokamme eine Höhe von 2100 m erreicht. Der Boliohutokamm besteht nach ihm aus Granit mit Uebergängen in Tonalit und gangförmig den Granit durchsetzenden Porphyriten. Rollstücke der aus dem Zentralgebirge stammenden Granite mit zum Teil dioritischem Habitus hatte bereits Bücking (a. a. O. pag. 278) aus dem Sumalatafluß beschrieben,

1) Nach Hooze, 62, pag. 63—67, 105—169.

sie sind wohl auch zum Teil die Veranlassung gewesen, daß v. Schelle die Gesteine von Sumalata selbst als granitische und dioritische Gesteine ansah.

An den Granit des Boliohutogebirges legt sich im Norden eine steil einfallende, durch Granitkontakt stark veränderte Serie von Sedimenten an, die je nach der Entfernung vom Kontakt den Eindruck kristalliner Schiefer, Hornfelse usw. machen und erfüllt sind mit zahlreichen Kontaktmineralien. Es sei bei dieser Gelegenheit gleich auf die große Aehnlichkeit des Kontakterscheinungen am Boliohuto mit den Kontakterscheinungen bei Tambu aufmerksam gemacht; sie legt die Vermutung nahe, in den Sedimenten umgewandelte Elemente der Tinomboformation zu sehen; erhöht wird die Aehnlichkeit des ganzen Gesteinsverbandes noch durch die Ausbildung des Granites mit seinen hornblendereichen Tonalitausscheidungen und den porphyritischen (basischen) Gängen, die gleichfalls eine auffällige Wiederholung der Ausbildung des Granitmassives von Kasimbar-Tambu darstellen. Besteht zwischen beiden Granitgebieten, wie ich vermuten möchte, ein innerer d. h. Alterszusammenhang, so wäre damit zugleich eine Antwort gegeben auf die oben (S. 48) gestellte Frage nach dem Alter der mächtigen Granitplatte, die vom kristallinen Schiefermassiv des Mautongebirges ab nach Osten scheinbar ununterbrochen den Sockel der Nordhalbinsel bis an die Minahassa bildet. Er würde also nicht archaisches, sondern, wie der Granit von Kasimbar, vermutlich jungpaläozoisches Alter besitzen.

Diskordant auf dieser Serie von steil aufgerichteten Kontaktgesteinen (von Molengraaf als Dolokapaformation bezeichnet) ruht nun nach Norden die bereits von Bücking beschriebene Konglomeratstufe auf, die Molengraaf als Wubudubreccie bezeichnet (nach dem Küstenfluß Wubudu bei Sumalata, in dessen Tal die Schichtenfolge besonders deutlich aufgeschlossen ist). Feine dem groben Eruptivhaufwerk eingelagerte Tuffschichten deuten die Schichtung der Gesteinsserie an und lassen ein ganz schwaches Einfallen nach N., zur See erkennen, wie in dem von Molengraaf a. a. O. gegebenen Profil angedeutet ist.

Das Brecciengestein besteht aus einem durch feines Tuffmaterial und viel kohlensauren Kalk verkitteten Haufwerk von teils gering abgerollten, teils aber auch eckigen Brocken von Nußgröße bis hinauf zu Blöcken von vielen Zentnern Gewicht. Da die verkitteten Elemente ihrem Aeußeren nach zweifellos keinen Wassertransport erlitten haben, ist die von Molengraaf gewählte Bezeichnung Breccie der ursprünglich von Bücking gewählten als Konglomerat vorzuziehen. Es ist auch nicht einzusehen, warum Koperberg (1907, pag. 179) die Bezeichnung „Eruptiv"-Breccie für irreführend hält, da doch dies Wort schon zur Genüge andeutet, daß die Breccie im Gegensatz zu „Sediment"-Breccien aus eruptivem Material besteht, nicht aber die Entstehung einer Breccie auf eruptivem Wege bezeichnet; der Koperberg vorschwebende Begriff würde mit der Bezeichnnng eruptive Breccie (entsprechend tektonische Breccie) wiederzugeben sein.

Neben der Wubudubreccie beteiligen sich am Aufbau des bis 1400 m aufsteigenden Küstengebirges, das einen ungefähr dem Boliohuto parallel laufenden Kamm bildet, auch echte Sedimentgesteine, wie schon nach den Arbeiten Koperbergs angegeben wurde. Es sind vorwiegend Konglomerate, bestehend aus Kieselschiefer-, Hornfels-, Quarzporphyr-, Quarzphyllit-, Amphibolitgeröllen usw., also Gesteinen, die wohl zum größten Teil aus der Dolokapaformation stammen und uns wieder die große Aehnlichkeit in der Zusammensetzung mit den Gesteinen am Kontakte des Kasimbargranits vor Augen führen; daneben finden sich Tonschiefer, Grauwacken, kieselige Tonschiefer und eingelagerte Bänke eines schwarzen Kalkes. Molengraaf bezeichnet die Sedimentfolge, die namentlich westlich von Sumalata bei Bolontio und der Niederlassung Obapi entwickelt ist, als Obapikonglomerat.

Für die Altersbestimmung des Obapikonglomerates ist zunächst wichtig, daß es wegen der oben erwähnten, von Koperberg gemachten Fossilfunde nicht älter als cretaceisch und nicht jünger als alttertiär sein kann. Aus dem Fehlen von Gesteinselementen der Wubudubreccie in dem Obapikonglomerat schließt Molengraaf (pag. 253), daß die Sedimente älter sein müssen als die Breccienstufe, die er sich aus Schlammströmen entstanden denkt. Indessen hat auch diese Altersstellung der Wubudubreccie für ihn ihre Bedenken, da die Gesteine der Wubudubreccie, die nach seiner Ansicht älteren Habitus zeigen (also im Gegensatz zu Bücking), danach tertiäres Alter besitzen müßten. Diese Schwierigkeiten fallen indessen meiner Ansicht nach fort, wenn wir beide Bildungen, die Eruptivbreccie wie die Obapisedimente, als ungefähr gleichaltrig ansehen. Da die Eruptivbreccie sehr wohl submarin entstanden sein kann — es deutet hierauf sogar die oft auffallend gleichmäßige und weitanhaltende Schichtung innerhalb derselben, wie ich sie besonders bei Kwandang sehr schön habe beobachten können, und die mit einer terrestrischen Aufschüttung z. B. in Schlammströmen schwer vereinbar ist —, so ist auch leicht zu verstehen, warum dann die Obapisedimente kein Material dieser Breccie enthalten können, sondern nur Material des damaligen nahen Festlandes, also des Granites und der Dolokapaformation des Boliohuto. Diese Auffassung würde vor allem mit der Angabe Koperbergs in Einklang stehen, daß in der Wubudubreccie gelegentlich den Obapischichten zugehörige Mergeleinlagerungen mit Globigerinen auftreten (67, pag. 36). Molengraaf glaubt allerdings, diese Angabe bezweifeln zu müssen (a. a. O. pag. 252. Anm. 6; pag. 253. Anm. 8); er selbst erwähnt aber (das. pag. 252. Anm. 6) Tonschiefereinlagerungen in der Breccienstufe von Lintido nördlich Paleleh, ein Beweis, daß eine derartige Wechsellagerung in der Tat vorhanden ist. Darüber belehren auch Beobachtungen an anderen Orten in der weiteren Umgebung; so treten die von Koperberg (69, pag. 160) und von Sarasins (125, pag. 151) im Randangangebiete erwähnten Mergelsandsteine und Schiefertone[1]) im Flußgebiet des Buhu in Wechsellagerung mit der Breccienstufe auf, das gleiche gilt von denselben Bildungen am Bilaleafluß (Oberlauf des Pagujama), aus denen die von Koperberg entdeckte Molluskenfauna mit *Conus* stammt (67, pag. 36 ff.).

Hiernach dürfen wir es wohl als wahrscheinlich hinstellen, daß die Wubudueruptivbreccie und die Sedimente der Obapiformation ungefähr gleichaltrige Bildungen sind, eine Vermutung, die sich ja bereits gelegentlich der Besprechung der ähnlichen Gesteine in der Umgebung von Buol aufgedrängt hat; sie werden nach dem Versteinerungsbefunde ungefähr cretaceisches Alter besitzen; und mit dieser Altersbestimmung würden wir auf der anderen Seite der Aeußerung Molengraafs gerecht, daß die Gesteine der Wubudubreccie ihrem Habitus nach entschieden älter als tertiär sein müssen, eine Tatsache, die nicht weniger auch von den übrigen zu der Wubudueruptivbreccie in Beziehung gestellten Eruptivbildungen gilt, vor allem auch von der Porphyritserie im Süden der Siguruspalte, die wir nach dem Gesagten jetzt in die Stratigraphie der Sumalatagesteine miteinordnen können[2]).

---

1) 125, pag. 151; Sarasins waren bei der Entdeckung dieser Bildungen im Randangangebiet der Meinung, daß es sich hier um neogene Bildungen handle.

2) Bücking, der, wie schon betont wurde, als erster die cretaceische Natur der Wubudubreccien auf Grund von Vergleichen mit ähnlichen Bildungen von Martapura vermutet hatte (30, pag. 277), nimmt in seiner neuen Arbeit (34, pag. 82 und 171 ff.) gegenüber der ersten Altersbestimmung eine etwas zweifelnde Stellung ein. Obwohl Verbeek (Verslag over e. geol. reis door het oostl. gedeelt. v. Ned. I. Arch. in 1899. Batavia, 1900. pag. 11) seiner früheren Altersbestimmung des Sumalatakonglomerates als vermutlich cretaceischer Bildung zugestimmt hatte, hält er doch, nachdem ihm Fennemas Ansicht durch die Koperbergschen Veröffentlichungen bekannt geworden, ein miocänes Alter der Breccienstufe nicht für unwahrscheinlich, zumal ihm im Gegensatz zu Molengraaf der Habitus der Gesteine als ziemlich jugendlich erscheint.

Es empfiehlt sich, diese ganzen Bildungen, denen nach ihrer Lagerung und dem Verhalten zueinander ein ungefähr gleiches, mit Hinsicht auf die ähnlichen Bildungen Südborneos obercretaceisches Alter zukommt, unter einem Namen zusammenzufassen, und ich schlage hierfür die Bezeichnung Sumalatastufe vor, weil von Sumalata die Erforschung dieser für Nordcelebes sehr wichtigen Formation in erster Linie ausgegangen ist. Zur Sumalatastufe stellen wir nunmehr von den bereits besprochenen Bildungen die Porphyritserie südlich der Siguruspalte (S. 10 ff.), die globigerinenführenden roten Schiefertone von Tinombo (S. 26), die gleichen Bildungen des Matinanggebirges, ferner die mannigfachen Grauwackensandsteine, Kieselkalke und Schiefertone westlich von Buol und am Bukal, soweit sie nicht dem Neogen angehören, die Mergelsandsteine der Randangansenke und am oberen Pagujama, endlich die Grauwacken und Tonschiefer von Paleleh und die als Obapikonglomerat zusammgefaßten Sedimente westlich Sumalata; gleichfalls gehören zu dieser Stufe alle Porphyritbreccien des oberen Buolflußsystems, die von hier nach Westen wie nach Süden im ganzen Flußgebiete des Papajato ausgebreitet sind, die nach Osten die Matinangkette bis nach Paleleh und weiterhin das Sumalataküstengebirge aufbauen, desgleichen auch die Breccien und Porphyrite (Dazite), die das Dapigebirge im N und S umkleiden. Die weitere Verbreitung dieser Sumalatastufe nach Osten werden wir im folgenden noch kennen lernen.

Die Gesteine der Sumalatastufe werden, wie schon hervorgehoben wurde, bei Paleleh von propylitisierten Andesiten (Dopollakporphyrit Koperbergs) durchbrochen. Aehnliche Andesitdurchbrüche in Verbindung mit Golderzen lernten wir bereits bei Buol im Flußgebiet des Busak, ferner im Küstengebiet zwischen Buol und Paleleh (Bodi) kennen, wir vermuteten sie endlich im Mautongebiete an verschiedenen Stellen in Verbindung mit der Siguruspalte.

Ganz ähnliche Durchbrüche solcher zweifellos jüngeren Andesite innerhalb der Sumalatastufe hat Molengraaf auch an zahlreichen Stellen bei Sumalata festgestellt und hier vor allem den Nachweis bringen können, daß die gangförmigen Dopallakporphyrite zweifellos die Erzbringer bei Sumalata — wie wohl überhaupt an der ganzen Nordküste von Celebes — sind. Es sind Gesteine von andesitischem bzw. doleritischem Habitus, die bald als Augitporphyrite — auch Olivin-Augitdiorit, — bald, und zwar vorwiegend, als Amphibol- bzw. Dioritporphyrit zu bezeichnen sind. Namentlich die letzteren, in einer feldspatreichen, leicht verwitternden Varietät (eben dem Dopallakporphyrit oder Propylit Koperbergs), sind besonders stark mineralisiert mit goldhaltigem Schwefelkies, Arsenkies, daneben Bleiglanz, Blende und Kupferkies.

Die Gänge folgen bei Sumalata wie bei Paleleh den zwei Hauptstörungslinien des Gebirges, bei Sumalata einem OSO—WNW-Spaltensystem, das von jüngeren, ungefähr N 10° O streichenden Störungen durchsetzt wird, bei Paleleh dagegen diesem NS (bzw. N 10° O)-Spaltensystem [1]). Der Bergbau bei Sumalata ging vorwiegend auf drei Gängen um, dem Sumalata-Nordgang, Sumalata-Südgang und dem Vetanueva-Gang, von denen der erste und dritte an Dopallakporphyrit direkt gebunden sind. Neben diesen Hauptgängen sind indessen noch an zahlreichen Stellen zwischen Sumalata und Paleleh sowohl in den Breccien wie in den Obapischichten golderzführende Gänge nachgewiesen worden. Bei meinem Besuche von Sumalata im Februar 1909 war der Bergbau schon längere Zeit zum Erliegen gekommen, nur die alten Halden wurden von einem Chinesen mit ein paar Arbeitern auf Gold nochmals verwaschen. Paleleh scheint indessen nach anfänglichen schweren Krisen unter der neuen Leitung sich gut zu entwickeln, und es ist wohl nicht ausgeschlossen, daß auch in Sumalata der Bergbau nochmals

1) Näheres Eingehen auf die geologischen Verhältnisse der beiden Grubengebiete kann ich mir hier ersparen und verweise für Sumalata auf die ausführliche Beschreibung Molengraafs, für Paleleh insbesondere auf die Arbeiten Koperbergs.

wieder zur Blüte kommt, denn weniger die Erschöpfung der Gänge, als vielmehr schlimme Mißwirtschaft haben ihn zum Erliegen gebracht.

Zu erwähnen ist noch, daß Koperberg (72, pag. 179) die selbständige Stellung der Dolokapaformation Molengraafs (vgl. S. 53) angezweifelt hat, da in ihr angeblich foraminiferenführende Schichten auftreten sollen. Wahrscheinlich ist indessen, daß diese foraminiferenführenden Gesteine den die Dolokapaschichten diskordant überlagernden Wubudubreccien als Einlagerungen angehören. Für eine selbständige Stellung der Dolokapaformation spricht schon die kontaktliche Veränderung derselben durch den Boliohutogranit. Dieser Granit müßte ja sonst nach Koperberg, der die Wubudubreccie bekanntlich der miocänen Breccienstufe Javas gleichgestellt hat, jünger als miocän, also höchstens jungtertiär sein. Weiter spricht aber gegen eine solche Ansicht der Umstand, daß die Gesteinselemente der steil aufgerichteten Dolokapaformation als Gerölle in dem Obapikonglomerat auftreten und nach Molengraafs Angabe eine deutliche Diskordanz gegen jene Gesteine zeigen. Weit größere Wahrscheinlichkeit hat es, in diesen Dolokapagesteinen ältere, vermutlich sogar paläozoische Bildungen zu sehen, die ungefähr den Schichten der Tinomboformation entsprechen dürften.

Zusammenfassend können wir also sagen, daß der zentrale Gebirgskamm des Boliohuto aus steil aufgerichteten, kontaktlich veränderten alten Schiefern (Dolokapaformation) und intrusiv in diesen auftretendem Granit bzw. Tonalit besteht. Dem älteren Kerne vorgelagert tritt bei Sumalata in dem sogenannten Küstengebirge eine flach nach Nord fallende Schichtenserie von Eruptivbreccien (Wubudubreccie) in Verbindung mit foraminiferenführenden Schiefertonen, Kalkmergeln, ferner Grauwackesandsteinen und Konglomeraten auf, denen vermutlich ein ungefähr gleiches, und zwar obercretaceisches Alter zukommt. Die Grenze der älteren Bildungen gegen die cretaceischen Gesteine der Küstenzone besitzt ungefähr OW-Verlauf und ist — nach dem weiter östlich bei Kwandang wiederkehrenden Profil zu urteilen — vielleicht als eine Bruchzone anzusehen, längs der die Küstengebirgsgesteine gegen den älteren Kern des Boliohuto abgesunken sind (vgl. Taf. X, Prof. V).

Der Granitstock des Boliohuto setzt nach Westen nicht weit fort; wie die Untersuchungen Koperbergs (67, Kartenskizze von Sumalata, und 70, pag. 173) südwestlich des Boliohutomassivs und am Oberlaufe des Pagujama ergeben haben, fehlt auf der Linie Kasia an der Küste westlich Bolontio und dem Quellfluß Nantu des Pagujama der Granit bereits in dem Gebirge der Wasserscheide. Die Obapisedimente reichen hier vom oberen Pagujamaflußgebiete (den Flüssen Nantu, Oile, Bilalea) bis an die Nordküste, unterbrochen lediglich von den Wubudubreccien und vereinzelten jüngeren Durchbrüchen von Andesit und Dazit.

Die Obapisedimente setzen vermutlich auch über die westliche Pagujamawasserscheide fort in das Quellgebiet des Randangan (Buhufluß) und werden hier im Norden begrenzt von den bis zu 2000 m im Matinanggebirge ansteigenden Eruptivbreccien. (Vgl. oben S. 51.)

Wir wenden uns nach Osten der Bucht von Kwandang zu. Abermals senkt sich das Zentralgebirge östlich des Boliohutokammes zu geringer Höhe (Paß von Halante 422 m) herab; dies, wie der Umstand, daß die Nordhalbinsel zwischen der genannten Bucht und der mit ihr auf der Südseite korrespondierenden Gorontalobucht auf knapp 40 km Breite eingeschnürt wird, hat dazu geführt,

daß von Kwandang nach Gorontalo einer der wenigen gangbaren Pfade quer über den Nordarm angelegt ist.

Das Profil, das die Insel längs dieses Pfades bietet, habe ich gelegentlich der Reise von Kwandang nach Gorontalo kennen gelernt (vgl. 18, pag. 195). Im östlichen Teile der Bucht von Kwandang, zwischen Ostküste und der größeren Insel Pajunga, liegen unmittelbar vor der mit Mangrovesümpfen bestandenen Mündung des Kwandangflusses (Pintu) einige kleine Felseninselchen, auf denen die von Sumalata her bekannte Eruptivbreccie mit ganz schwachem Südfallen zum Vorschein kommt. Die Fahrt den Pintu aufwärts führt durch einen mehrere Kilometer breiten Alluvialstreifen nach Kwandang, dem Sitze eines Marsaole; hier beginnt der eigentliche Reitpfad, der in einer Länge von 36 Paal (ca. 55 km) nach Gorontalo führt.

Gleich oberhalb des Ortes treten an das linke Ufer des Pintu Hügelkämme mit steilen Felsenabstürzen heran, die schon von weitem durch ihre dunkle Farbe auffallen; sie bestehen ans den bekannten Wubudubreccien; die nackten Felswände lassen zum Teil deutliche schwach südlich fallende Schichtung erkennen, offenbar von feineren der ungeschichteten Breccienmasse eingelagerten Tuffbänken herrührend. Der Weg wendet sich sodann vom Flusse ab nach SW zu der breiten Fläche von Posso und folgt weiterhin dem Alotabache aufwärts. Anfangs sind zur Rechten noch Hügelketten, offenbar ebenfalls aus Breccien aufgebaut, zu beobachten, dann folgt zwischen Paal 6 und 7 ziemlich plötzlich der Anstieg zum Zentralgebirge; die Breccien sind verschwunden, und es beginnt der Granit; anfangs ist es ein feinkörniger alpitischer Granit mit zahlreichen schmalen Gängen und Adern basischer Gesteine, ganz ähnlich denen des Granites von Kasimbar. Der Weg führt in mehreren Serpentinen zur Paßhöhe von Halante hinauf, und hier wird der feinkörnige Aplit von einem mittelkörnigen biotitreichen Granit abgelöst. Der Weg führt von hier zunächst an dem Osthange einer ungefähr SSW gerichteten tiefen Talschlucht entlang, sodann abermals etwas ansteigend über die Wasserscheide nach Osten zum Marissatale. Von der Höhe bietet sich ein schöner Blick auf die leuchtende Wasserfläche des Limbottosees im SO. Bei dem gleichmäßigen Abstiege zum Marissatal bleibt der Granit das anstehende Gestein, durchsetzt von basischen Gängen und gelegentlich auch aplitischen Ausscheidungen, die namentlich im unteren Teile des Tales, kurz vor dem Kampong gleichen Namens, häufiger werden. Der Pfad verläßt hier das vielgewundene und mit seinen Felspartien oft romantische Tal, um in südöstlicher Richtung Limbotto zu erreichen.

Bald nach dem Verlassen des Tales verschwindet der Granit, die schroffen felsigen Bergformen machen einem flachwelligen, langsam zur Limbottoebene abdachenden Plateau Platz; in dem dunkelgefärbten, tiefgründig zersetzten Boden finden sich Brocken eines dunklen Eruptivgesteines, allem Anschein nach Augitandesit; kurz vor Limbotto wird die eigentliche Seeebene erreicht, durch die von Limbotto bis Gorontalo eine 11 Paal lange gute Fahrstraße führt; Gorontalo ist der wichtigste Handelsplatz, zugleich die einzige europäische Ansiedelung in der Tominibucht.

Ueber den Weg von Kwandang nach Gorontalo befinden sich in der Literatur bereits eine Reihe von Angaben, so vor allem bei Rosenberg. Er beschreibt (121, pag. 74) die Durchquerung von Gorontalo nach Kwandang, zu der zu seiner Zeit noch $1^1/_2$ Tage bei gutem Wetter erforderlich waren; heute läßt sich der Weg bequem in einem Tage ausführen. Auffällig ist seine Angabe, daß der höchste Punkt des Weges ca. 690 m Meereshöhe erreicht, daraus wäre zu folgern, daß er nicht der heutigen Trace gefolgt ist. Auf dem Abstiege zur Nordküste fand er als Geröllmaterial in den Bächen Grauwacken, Mergel und Tonsandsteine (123, pag. 274). Nördlich von Posso wird sodann ein flacher

OW streichender Hügelrücken erwähnt; es ist dies offenbar der oben erwähnte aus Breccie bestehende Höhenzug; die Grauwacken etc. im Pinda, einem Seitenbache des Alota, gehören aller Wahrscheinlichkeit zu den Sedimentbildungen der Sumalatastufe, die, wie wir weiter sehen werden, die ganze Ostseite der Kwandangbucht umrahmen. Ich selbst habe diese Sedimentgesteine nicht beobachtet und vermute daher, wie gesagt, daß ROSENBERG einem anderen, wahrscheinlich östlicheren Weg gefolgt ist.

VON SCHELLE (131, pag. 138) bezeichnet sonderbarerweise den Granit von Marissa ab bis zur Paßhöhe hinauf als ein Porphyrmassiv; erst jenseits der Paßhöhe soll auf diesen Porphyr (von WING EASTON das. pag. 153 als Quarzporphyr bestimmt) Granit folgen. Es ist anzunehmen, daß diese irrige Angabe auf der Verallgemeinerung eines zufällig den aplitischen Zonen im Granite entstammenden Handstückes beruht; schon BÜCKING (30, pag. 275) hat alle Angaben v. SCHELLES über Quarzporphyre in der Umgebung von Gorontalo als solche aplitischen Granite zu deuten gesucht.

Angelagert an den Granitkern im Norden beobachtete v. SCHELLE kieselige Konglomerate von älterem Habitus; sie müßten mit den von ROSENBERG erwähnten Sedimenten ident sein. Es folgt die Alluvialfläche von Posso, und kurz vor Moluo (= Kwandang) tritt nach ihm am linken Ufer des Flusses abermals das Granitgebirge zutage. Mit letzterem kann nur der aus Wubudubreccie bestehende Hügelzug des linken Kwandangufers gemeint sein. Die Bestimmung als Granit ist offenbar ebenfalls nur nach einzelnen Stücken der Breccie erfolgt, in der v. SCHELLE auch bei Sumalata zum Teil Granit vermutet hat (vgl. S. 52); denn das Aeußere jener nackten Felswände erinnert nicht entfernt an Granit.

Auf den älteren Literaturangaben fußend, hat WICHMANN (156, pag. 253 und t. 16) ein Profil durch den Inselarm entworfen. Der bereits v. SCHELLE (131, pag. 130) vertretenen Ansicht folgend, sieht er im Zentralgebirge einen Horst; die dem Gebirge im N vorgelagerten Sedimente vereinigt er mit ganz jugendlichen Sandsteinbildungen der Küste und der vorgelagerten Inseln, insbesondere Pajonga. v. SCHELLE hat diese Insel besucht und fand daselbst bis zu 50 m Meereshöhe ansteigende, flach N fallende Konglomerate und Sandsteine mit noch recht frisch aussehenden Muschelresten. Diese Bildungen haben indessen zweifellos nichts zu tun mit den Kieselkonglomeraten, Grauwacken und Tonschiefern am Gebirgsfuße. Letztere gehören vermutlich mit den Breccien zusammen zur Sumalatastufe und sind gegen den Granit abgesunken (Taf. X, Prof. IV), darauf deutet schon das entgegen der WICHMANNschen Darstellung flach südlich gerichtete Fallen der Breccien; die Sandsteine von Pajonga aber bilden eine ganz jugendliche Transgression auf diesen Sumalataschichten. Sie bedecken die Insel Pajonga sowie die gegenüberliegende Küste der Bucht, vielleicht auch noch die Fläche von Posso. SARASINS haben diese Bildungen (125, pag. 136) mit ihrer neogenen Molasse vereinigt; VERBEEK beschreibt sie (125, pag. 88) als quartäre Sandsteine. Ich habe diese einzelnen Beobachtungen in dem Profile IV Taf. X zu vereinigen gesucht.

SARASINS (125, pag. 136) erwähnen zwei Stücke des Gesteins von den Hügeln südlich Kwandang, die ihnen bereits durch ihre „sattschwarze Farbe“ auffielen. Es sind dies zweifellos die oben beschriebenen aus Breccie bestehenden Felswände. Die Gesteine sind nach ihnen ein quarzfreier Porphyrit und ein Quarzporphyrit; sie sehen sich auf Grund dieses Befundes zu der irrigen Vermutung veranlaßt, daß auch v. SCHELLES Quarzporphyr von Halante (s. oben) mit diesen Bildungen zu vereinigen sei. Weiterhin (pag. 152) werden die von ihnen gesammelten Gesteine von Kwandang bereits völlig richtig mit den Breccienbildungen des Matinanggebirges zusammengestellt, die sie selbst allerdings als ein neogenes propylitisches Eruptivgestein ansahen.

Mit Ausnahme der alten Schiefer (Dolokapaformation) bietet mithin das Profil von Kwandang ein ganz analoges Bild wie das Profil des Boliohutokammes im Westen; nicht recht zu verstehen ist die Aeußerung von Sarasins (125, pag. 132), daß bei Kwandang ein Zentralgebirge ganz fehle, daß sich vielmehr von Kwandang nach Gorontalo eine tiefe Depression durch die ganze Insel ziehe, die das Kabilagebirge im O vom Boliohuto im W trenne. Das mag im orographischen Sinne vielleicht gelten, nicht aber im geologischen, denn das Granitkerngebirge setzt ununterbrochen von W nach O über die Einsattelung von Kwandang fort; letztere ist vielleicht auf NNO verlaufende Bruchzonen zurückzuführen, von denen weiterhin noch die Rede sein soll.

### 3. Die Limbottodepression und ihre Fortsetzung in das Pagujama- und Bonetal.

Südlich des Limbottosees erhebt sich abermals ein schmaler schroffer Bergkamm, der die Seeebene von der Tominisee trennt. Bei Gorontalo wird dieses hier nur knapp 1 km breite Küstengebirge in einem schroffen schluchtartigen Felsentore durchbrochen von dem ganzen Entwässerungssystem der Senke, dem außer dem Seeabfluß noch der von N aus dem Zentralgebirge kommende Molango und einige östliche Parallelläufe, vor allem aber der wasserreiche von O zufließende Bone angehören.

Ein schöner Rundblick bietet sich von der westlichen Höhe dieses Tores, dem Signalberge (G. Hulapa, 250 m hoch). In der Tiefe im Osten rauscht der Gorontalofluß durch die gewaltige Schlucht zur Tominisee; in steilen, zum Teil nackten Felsabstürzen erhebt sich jenseits der Kamm wieder zu über 300 m Höhe, und weithin schweift der Blick noch nach O entlang am Steilabfall des Gebirges zur Küste der Tominibucht (Taf. III, Fig. 2). Im Norden vor uns liegt die Ebene von Gorontalo, ein einziger riesiger Wald von Kokospalmen, und dahinter ragt in scharfen Zacken das Kabilagebirge bis zu 1300 m Höhe auf (nach Hoëvell, 59, t. 11), während ganz in der Ferne zur Linken der Kamm zum Paß von Halante abdacht (Taf. III, Fig. 1).

Der Signalberg besteht ebenso wie die ganze Küstenkette östlich und westlich der Gorontaloschlucht aus Granit, der an den steilen Hängen des Felsentores, besonders auf der Westseite, schön entblößt ist (Taf. IV, Fig. 1); auch an der Steilküste längs der Tominisee ist der Granit mehrfach schön aufgeschlossen (Taf. IV, Fig. 2). Die Höhe westlich des Signalberges zeigt indessen ein schon von weitem durch deutliche Schichtung auffälliges Gestein, das sich als ein hell- bis dunkelgrauer, gelegentlich auch rötlicher Andesittuff erweist; er erinnert in seinem äußeren Habitus an gewisse Tuffe des Bolanogebietes. Beim Anstiege von der Südküste zum Signalberge sieht man diese Tuffe, die den ganzen Südhang des Gunung Pohe aufbauen, in einer schroffen nach O abfallenden Wand vor sich; das Einfallen der Tuffbänke ist ungefähr mit 15° nach S gerichtet (vgl. Taf. V, Fig. 1 u. 2). Diese Tuffe lagern, wie sich an der Küste erkennen läßt, unmittelbar dem Granit auf; beim Anstiege zum Signalberge fehlen sie ganz, allerdings erwähnt v. Schelle (131, pag. 127) lose Bomben von Augitandesit am G. Hulapa, die offenbar mit den Tuffen vom G. Pohe zusammengehören. Bücking hat (30, pag. 276) diese Bestimmung v. Schelles bezweifelt und vermutete in den sogenannten Bomben Reste seines Sumalatakonglomerates, A. Wichmann (156, pag. 256. Anm. 2) hielt es sogar nicht für unwahrscheinlich, daß diese Bomben von dem ca. 70 km entfernten Boliohuto herübergeflogen wären, der damals nach den Beschreibungen Riedels noch als Vulkan galt. Die mächtigen Tuffwände des G. Pohe sind auffälligerweise den früheren Besuchern ganz entgangen; erst Sarasins (125, pag. 122) haben dieselben als solche erkannt und glaubten sogar in der Einsenkung zwischen der Pohespitze und dem steil nach O abbrechenden Südgehänge des Berges die Reste eines alten Vulkantrichters zu er-

kennen (vgl. 125, t. 6). Ich vermute indessen, daß die genannte Einsattelung ebenso wie der steile Abbruch der Tuffe nach O mit jungen Bruchlinien und der längs dieser eingreifenden Erosion in Verbindung zu bringen sind, und daß die einzelnen auf der Küstenkette lagernden Tuffinseln nicht selbständigen Vulkanzentren angehören, vielmehr Reste einer ursprünglich zusammenhängenden Tuffaufschüttung darstellen, deren Herkunft vielleicht in der Limbottosenke zu suchen ist. Darauf deutet die gleichmäßige flach S fallende Schichtung dieser Tuffmassen auf dem Südhange des Küstengebirges, das Fehlen derselben aber an dem steilen Nordhange, der, wie wir sehen werden, ein Bruchrand ist. Die Beben, die Sarasins (125, pag. 130) in Zusammenhang mit ihren hypothetischen Vulkanen bringen wollen, sind tektonischer Natur und haben zweifellos nichts mit diesen erheblich älteren Tuffen zu tun.

Das Material der Tuffe vom Pohe besteht nach Sarasins vorwiegend aus Hornblendeandesit (125, pag. 122).

Am Nordausgange des Felsentores, dort, wo die vom Hafen zur Stadt führende Fahrstraße unmittelbar an die steil abstürzenden Granithänge herantritt, zeigt der Granit eine auffällige Bankung längs nahezu senkrecht einfallenden Klüften und ist vor allem zwischen solchen Klüften oft auf beträchtliche Breite zu einer völlig mürben grusigen Breccie zerrieben; es ist dies ein deutliches Anzeichen dafür, daß der Granit, der hier in jähem Absturz unter dem Alluvium der Limbottoebene verschwindet, an mächtigen Bruchlinien abgesunken ist. Die Limbottosenke ist also, wie schon die Verhältnisse auf der Nordseite vermuten ließen, eine typische Grabensenke, und das ist auch die Ansicht der meisten Forscher gewesen, die die Umgebung von Gorontalo besucht haben.

Es wurde schon erwähnt, daß v. Schelle (131, pag. 130) das Zentralgebirge nördlich der Limbottoebene für einen Horst hielt; ihm folgend, hat dann Wichmann (156, pag. 257) die Limbottosenke als einen Grabeneinbruch in dem ursprünglich zusammenhängenden Granit des Zentral- und des Küstengebirges angesehen. Im Gegensatz hierzu suchten P. und F. Sarasin die Senke von Limbotto — fußend auf ihrer Anschauung, daß die Gebirge von Celebes junge Faltengebirge seien — als eine Mulde zwischen zwei Faltensätteln, dem Zentralgebirge und der Küstenkette, zu erklären, ohne allerdings hierfür Anhaltspunkte beibringen zu können (125, pag. 132).

Wohl aber lassen sich umgekehrt für die Grabennatur der Senke neben der schon erwähnten direkten Beobachtung Belege finden.

Hervorzuheben ist zunächst, daß der Granit von Gorontrlo in seiner Zusammensetzung dem Granit des Zentralgebirges sehr ähnelt. Es ist ein mittelkörniger, weißgrauer, hornblendeführender Granitit mit Orthoklas und zonar gestreiftem Plagioklas, dunkelgrüner Hornblende und Biotit zu ungefähr gleichen Teilen, wenig Magnetit und einem diopsidähnlichen Augit (Bücking, 30, pag. 274, und Rinne, 119, pag. 474 ff.).

In dem Granit treten nun nach v. Schelle (131, pag. 123) dioritische „Konkretionen“ und schmale Gänge von Diabas auf; die sogenannten Diabasgänge sind offenbar nichts weiter als die schon vom Halantepaß, vom Boliohuto und von Kasimbar her bekannten basischen Gänge; als Diabas bezeichnet sie v. Schelle wohl nur wegen ihres meist dichten dunkelgrünen Aussehens. Bücking geht andererseits wohl zu weit, wenn er zu diesen Angaben v. Schelles bemerkt (30, pag. 275): „Häufig sind basische Ausscheidungen, reich an Hornblende (Minetten); v. Schelle hat sie zum Teil für dioritische Konkretionen, zum Teil für Gänge und Bomben von Diabas im Granit erklärt; demgemäß sind seine Angaben auch für andere Orte von Nordcelebes zu berichtigen“. Gültig mag dies wohl für die dioritischen Konkretionen und Bomben sein, die Gänge sind aber zweifellos keine eigentlichen Aus-

scheidungen, sondern, soweit meine Beobachtungen reichen, spätere Nachschübe“ (vgl. S. 35); es geht dies übrigens auch aus der Angabe v. Schelles (a. a. O. pag. 127) hervor, daß jene Diabasgänge infolge ihres größeren Widerstandes gegen Verwitterung in rippenförmigen Graten aus dem Granit herausragen, ihre Gangnatur als sicher, wie auch bei Kasimbar, oft auf größere Erstreckung nachweisbar gewesen sein wird.

Auch Sarasins erwähnen derartige basische Gänge von der Südküste am G. Hulapa (125, pag. 122); wenn sie indessen weiterhin von diesen als einer basischen Randfacies des Granites — gegen die Andesitstufe des G. Pohe (?) — sprechen, so ist das zweifellos nicht zutreffend; denn der Granit setzt unter dem G. Pohe noch weit nach Westen fort, ebensowenig wird man nach Süden unter der Tominisee den Rand des Granitmassivs so bald vermuten dürfen. (Vgl. auch Bücking, 34, pag. 156, Anm. 1.)

Deutet die große Aehnlichkeit des Küstengebirgsgranites auf einen ursprünglichen Zusammenhang mit dem Zentralgebirgsgranit, so sind weitere Anzeichen dafür vorhanden, daß die Limbottosenke ein Grabental innerhalb dieses Granitmassivs bildet. Sowohl längs des Nordrandes wie im Osten am Südrande der Senke sind eine Reihe von heißen Quellen bekannt, von denen die bekanntesten bei Ajer panas am Nordufer des Limbottosees, ferner bei Bone östlich von Gorontalo liegen. Sarasins geben (125, pag. 130) eine ausführliche Beschreibung derselben. Auch Erdbeben sind nach der Angabe v. Schelles (Bd. 2. pag. 131) in der Limbottoebene keine Seltenheit. Sie stellen sicher keine vulkanischen Beben dar, wie Sarasins im Zusammenhang mit ihren Gorontalovulkanen annahmen, sondern sind tektonische Beben, die darauf deuten, daß die Bewegung längs der Randspalten der Senke heute noch nicht völlig zum Abschluß gekommen ist.

Die Limbottosenke, die auch heute nur wenig über dem Meeresniveau liegt, ist einst vom Meere bedeckt gewesen. Der See von Limbotto (vgl. Taf. VI, Fig. 1 u. 2) ist gewissermaßen der letzte Rest dieser einstigen Meeresbedeckung; er stellt ein nahezu rechteckiges, flaches, mit breiten Verlandungsflächen umgebenes Wasserbecken dar, dessen Länge nach Hoëvell (59) ca. 11 km bei einer Breite von 6,5 km beträgt. Während der Regenzeit tritt das Wasser des Sees namentlich im Norden und Westen beträchtlig über die Altseeböden über.

v. Schelle beobachtete zuerst (131, pag. 138), daß in der mit Alluvionen — Altseeboden sowie fluviatilen Bildungen — bedeckten Ebene an verschiedenen Stellen, so unmittelbar östlich des Limbottosees am Hügel Huntulu Buho, ferner zwischen Pone und Ombulu, sowie zwischen Datalu und Molalahu nördlich und westlich des Sees, endlich bei Bone im Osten, horizontal gelagerte, zum Teil tonige Sandsteine auftreten, die er zunächst für Flußbildungen hielt. K. Martin hat die in den Tonsandsteinen von v. Schelle aufgefundenen Fossilien untersucht (96, pag. 275; 93, pag. 74) und die Fauna als pliocän bestimmt; es sind vorwiegend Gastropoden mit brakischem Habitus. Wir dürfen annehmen, daß diese Tonsandsteinbildungen im Untergrunde der ganzen Limbottoebene ruhen und lediglich durch die spätere Flußerosion nach Rückzug des Meeres sowie durch die alluviale Ueberdeckung dem Auge bis auf die genannten Reste entzogen sind.

Noch einen weiteren Zeugen dieser jungtertiären Meeresbedeckung hat v. Schelle gefunden (a. a. O. pag. 135, 138); in der Umgebung des Limbottosees an seinem Südufer ruhen auf dem Steilabhange des Küstengebirges besonders in der Umgebung von Panipi jugendliche Korallenkalke, teils unmittelbar auf dem Granit, teils auf feinkörnigen, wohl den genannten pliocänen Bildungen angehörenden Sandsteinen. Der Kalk zeigt gelegentlich Breccienstruktur und schließt Muschelbänke ein. Sarasins

(125, pag. 128) haben nach v. Schelle die Kalke von Panipi besucht und fanden die ganzen Vorhügel am Rande des Sees bei Panipi daraus bestehend.

Von der Vorstellung ausgehend, daß die Limbottosenke einen Grabeneinbruch darstellt, können wir aus diesen Beobachtungen schließen, daß die Limbottosenke bereits vor dem Pliocän eingebrochen sein muß, und daß an der schwächsten Stelle des Riegels, den das Küstengebirge gegen die Tominisee bildet, eben beim Gorontalo, das Meer dann Zutritt zu der Senke fand. In der so gebildeten Meeresbucht wurden die pliocänen Sandsteine und an den steilen Granitklippen im Süden die Korallenkalke abgesetzt. Daß die Korallenkalke wesentlich jünger als die Sandsteine sein sollen — Sarasins schreiben ihnen pleistocänes Alter zu — ist nicht recht einzusehen, da das damit vorausgesetzte Pleistocänmeer doch auch sandige Bildungen in der Senke selbst gebildet haben müßte.

Ueber die Frage, wie das Meer Zugang zu der Limbottodepression gefunden hat, finden sich in der Literatur verschiedene Vermutungen; v. Schelle nahm an, daß der Felsendurchbruch bei Gorontalo, ebenso wie die schluchtartigen Täler nördlich der Senke, durch Spalten bedingt sei (a. a. O. pag. 130). Bücking betont demgegenüber, daß zur Annahme einer Verwerfung kein Grund vorliege (30, pag. 274. Anm. 1). Sarasins glaubten, fußend auf ihrer Faltungstheorie und der Vorstellung, daß die Limbottosenke eine Mulde sei, annehmen zu müssen, das Küstengebirge habe sich erst nach der Pleistocänzeit (?) allmählich aus dem Meere aufgefaltet und damit die Limbottosenke vom Meere abgeschnürt (125, pag. 121); der Gorontalofluß aber habe sich Schritt für Schritt mit der Emporfaltung der Küstenkette durch diese hindurch das Felsentor eingesägt.

Ich möchte vermuten, daß die starke Zerrüttung des Granites durch zahllose ungefähr OSO verlaufende Klüfte die Ursache gebildet hat, daß das Küstengebirge bei Gorontalo mehr und mehr geschwächt und schließlich ein Opfer der Erosion des Meeres wurde. Diese Klüfte, offenbar Parallelklüfte zu den großen Abbrüchen zur Limbottosenke und zum Tominigolf, haben den Granit auf der Westseite der Schlucht in der oben geschilderten Weise zertrümmert und gebankt, auf der Ostseite machen sie sich in zahlreichen, zum Teil nackten Felsabstürzen bemerkbar, die staffelförmig nach N und S abfallen. Nicht also eine in der Richtung der Schlucht verlaufende Spalte, wie es wohl die Vorstellung v. Schelles war, sondern eine Zerrüttung durch OW streichenden Spalten und Brüche hat zu der Durchbrechung der Küstenketten bei Gorontalo und zur Bildung des Felsentores geführt.

Unsicher ist heute noch das Alter der Andesittuffe, die dem Granite der Küstenkette am G. Pohe und, wie wir weiter sehen werden, auch östlich der Schlucht von Gorontalo auflagern, vor allem ihre Beziehung zu den pliocänen Bildungen der Limbottosenke. Es fehlen Nachrichten darüber, daß in jenen Sandsteinen des Pliocäns andesitisches Material enthalten ist, was man annehmen müßte, wenn die Tuffe älter sind. Sicher ist aber andererseits, daß die Andesittuffe keinesfalls dem Pliocän mehr auflagern, und aus dem Umstande, daß die Tuffmassen am G. Pohe wie überhaupt am Südhange des Küstengebirges allem Anscheine nach nur die letzten Reste einer ursprünglich weitverbreiteten Tuffbedeckung darstellen, läßt sich schließen, daß auch in der Limbottosenke diese Bildungen nicht gefehlt haben. Sie müßten demnach älter als die pliocänen Meeresbildungen sein und unter diesen in der Grabensenke ruhen; nur am Nordrande nördlich Limbotto ragen, wie wir sahen, Reste daraus hervor. Mit dieser Altersbestimmung steht sehr gut in Einklang, daß die grobkonglomeratische Natur dieser Tuffe, die vorwiegend aus Hornblendeandesit bestehen, an ähnliche Bildungen in der Minahassa erinnert, die dort vermutlich den Untergrund aller jüngeren vulkanischen Aufschüttungen bilden und nach Fennemas Vorgang (vgl. unten) der altmiocänen Breccienstufe Javas gleichgestellt sind. Wir würden damit

zu der Vorstellung kommen, daß die Limbottosenke vielleicht schon im Altmiocän einzubrechen begann, daß im Gefolge der ersten Einbrüche Andesite emporgedrungen sind, die das ganze Gebiet der heutigen Limbottosenke bis über ihre Ränder hinaus mit ihren Tuffen überdeckten; mit dem Fortschreiten des Einbruches bis zur Pliocänzeit sanken die Tuffe in der Senke in die Tiefe und wurden von den Pliocänbildungen überdeckt, während sie an den Rändern im Norden wie im Süden auf dem Küstengebirge noch in Resten erhalten geblieben sind. (Vgl. Taf. X, Prof. IV.)

Wir wenden uns, der Limbottodepression folgend, nach Westen; aus den Untersuchungen v. Schelles (130, pag. 39) wissen wir bereits, daß sich die pliocänen Sandsteine von Limbotto nach Westen bis in die Gegend von Patente verfolgen lassen. Bei Patente selbst, einem alten Goldfundplatze, über dessen Umgebung v. Schelle ausführlich berichtet, tritt ein stark verwitterter hornblendereicher Biotitgranit zutage. Als Geröll findet sich daneben Diabas (pag. 47), der offenbar den schon von Boliohuto und Halante erwähnten basischen Gängen entstammt. Patente liegt in der westlichen Verlängerung des Zentralgebirges von Halante; im NW erhebt sich der Boliohutokamm. Damit ergibt sich also für diesen ganzen Teil des Zentralgebirges ein ziemlich einheitlicher Bau; es besteht aus hornblendereichem Biotitgranit mit Uebergängen in Quarzdiorit (vgl. S. 52), und darin finden sich basische Gänge sowie gelegentlich aplitische Ausscheidungen. Die Aehnlichkeit mit dem Granit zwischen Kasimbar und Tambu ist, wie schon erwähnt, eine auffallende, und demgemäß möchte ich auch den Goldgehalt, der von Patente und einigen anderen Punkten dieses Gebietes gemeldet ist, mit den basischen Gängen in Beziehung bringen (vgl. S. 35).

Weiter nach Westen gelangen wir über eine wohl nicht sehr hohe Schwelle, in der aber der Granit anstehend zutage kommt, in das Flußgebiet des oberen Pagujama. Das obere Pagujamatal bildet eine ganz ähnliche, nur schmalere Depression wie die Limbottosenke, und wir dürfen dieselbe wohl als tektonische Fortsetzung der letzteren ansehen. Eine Meerestransgression hat indessen hier nicht stattgefunden, da der Einbruch der Senke zwischen dem Zentralgebirge im Norden und der südlichen Küstenkette nicht bis unter das Meeresniveau fortgeschritten ist. Die Senke hat von Parung bis oberhalb Lakea, dem Quellgebiete des Pagujama, nahezu ostwestlichen Verlauf; in starken Windungen schlängelt sich der Fluß durch die Ebene, um sich dann unterhalb Parung scharf nach Süden zu wenden; von hier durchbricht er in klammartig eingeschnittener Felsenschlucht das aus Granit bestehende Küstengebirge und mündet bei Bilatu in die Tominibucht. v. Schelle erwähnt von mehreren Stellen dieses Durchbruchtales feinkörnigen Granit, vermutlich also aplitische Ausscheidungen, die jedesmal eine der zahlreichen Stromschnellen im Fluß unterhalb Parung veranlaßt haben; daneben finden sich, wie bei Gorontalo, Diabasgänge (basische Gänge); letztere werden auch von Koperberg aus dem Granite nördlich von Bilatu angeführt, desgleichen vereinzelte Pyritadern (70, pag. 174).

Besonders bemerkenswert ist die Angabe v. Schelles, daß 2 km südlich von Parung am linken Ufer des Pagujama Blöcke von Augitandesit zu finden sind. Dieselben sind sicher nicht vom Boliohuto hergeflogen (Wichmann, 156, pag. 256. Anm. 1), auch dürfte Bückings Annahme, daß dieselben seinen Sumalatakonglomeraten angehörten, ebensowenig wie für die Tuffe vom G. Hulapa, hier zutreffen. Diese Andesite entstammen offenbar Eruptionen, die ähnlich den Tuffen zu beiden Seiten der Limbottosenke auf den Bruchspalten des Pagujamagrabens emporgedrungen sind. Damit nähern sich beide Senken in ihrem geologischen Werdegang noch mehr.

Die Senke selbst ist erfüllt mit quartären Schottern und Sanden, die namentlich im Bereiche der beiden Hauptquellflüsse des Pagujama, des Nantu und Buntaja, goldreich sind, ihren Goldreichtum indessen nicht dem Granitgebirge verdanken, aus dessen Zerstörung sie selbst wohl zum größten Teil hervorgegangen sind, sondern den westlich von Lakea über dem Zentralgebirgsgranit folgenden Gesteinen der Sumalatastufe (Koperberg, 70, pag. 175), die wir bereits nördlich von Lakea zwischen Bolontio und dem Bilaleafluß kennen lernten (S. 56). Westlich wie nördlich der Senke heben sich zunächst die Sedimente der Sumalatastufe heraus, nach N folgen darauf Wubudubreccien, die ungefähr die Wasserscheide bilden; jüngere Andesite und Dazite setzen in gangförmigen Durchbrüchen durch beide hindurch.

Noch im mittleren Teile der Senke bei Diloniohu, wo ein Pfad aus dem Pagujamatal über den Boliohuto nach Sumalata führt, ist indessen nach v. Schelle (131, pag. 143) der von Osten her bekannte Aufbau des Zentralgebirges vorhanden, Hornblendegranitit mit basischen Gängen und Quarzporphyren; letztere hat bereits Bücking (30, pag. 276), wie bei Halante, mit den aplitischen Ausscheidungen des Granites identifiziert.

Das südliche Küstengebirge weist im westlichen Teile der Pagujamasenke nach Koperberg (70, pag. 175) einen recht verwickelten Bau auf. Während der Pagujamadurchbruch im Osten nur das Granitgebirge mit den verschiedenen Gängen und Ausscheidungen entblößt, desgleichen die Küstenstrecke von Bilatu bis Tilamuta den von Gorontalo her bekannten Bau des Küstengebirges besitzt, liegen die Verhältnisse im Westen auf der Linie Buntajafluß, Limba, Tilamuta anders. Im Buntajatal trifft man zunächst noch Granit, allerdings in einer dem Diorit sehr nahestehenden Varietät, mit Diabasgängen. Weiterhin folgen indessen Porphyrite, die vielleicht zur Breccienstufe gehören, und als jüngere Durchbrüche Andesite. Vor allem aber ist beachtenswert, daß in diesem Profile alte Sedimente im Kontakte mit Granit wieder auftauchen, Quarzite und metamorphe Schiefer, in denen wir nach ihrem Verhalten zum Granit vielleicht Aequivalente der Dolokapaformation zu sehen haben. (Vgl. Taf. X, Prof. V.)

Westlich von Tilamuta verliert das Küstengebirge mehr und mehr seine orographische Selbständigkeit, und zwar geht die Auflösung Hand in Hand mit dem allmählichen Verschwinden des Granites unter der jüngeren Bedeckung, ganz ähnlich wie wir es im Norden am Westabfall des Boliohuto sahen. Im Taludujunotal und seinem Nebenfluß, dem Dapi, tritt der Granit nochmals in größerer Verbreitung unter der jüngeren Porphyrit- und Dazitbedeckung zutage. Auch an der Küste östlich Bumbulan, auf der Insel Tomele, tritt Granit unter dem Porphyrit wieder hervor, hier in Verbindung mit Diorit und basischen Gängen (Koperberg, 69, pag. 163). Eine letzte Insel von Granit ragt aus der Porphyritbreccie am Naimu, rechtem Nebenfluß des Randangan, auf; dann verschwindet der Granit ganz, bleibt aber, wie wir oben sahen (S. 48), vermutlich noch der Sockel der jüngeren Gesteine bis an das horstartig sich im Westen erhebende kristalline Mautongrenzgebirge.

Die quarzführenden Porphyrite des Taludujuno sind auch am Batudulanga und am Bumbulan die verbreitetsten Gesteine. Am Berge Banganite liegt das Zentrum des leider mit wenig Erfolg tätig gewesenen Paguat-Goldsyndikates, Pane (Koperberg, 69, pag. 161). Diese Quarzporphyrite, die wir oben (S. 48) der Breccienstufe mitangegliedert haben, sind es offenbar, die nach Koperberg im Profile Tilamuta Buntaja als Auflagerung auf dem Küstengebirgsgranit erscheinen. (Vgl. auch Bücking, 34, pag. 109 ff.)

Wir kommen zur östlichen Umrahmung der Limbottosenke. Das Küstengebirge nimmt östlich von Gorontalo rasch an Breite und in gleichem Maße an Höhe zu. Es besteht durchweg aus grani-

tischen Gesteinen, wie vor allem die Züge P. u. F. Sarasins längs der Küste von Malibagu nach Gorontalo und den Bonefluß aufwärts über das Bonegebirge nach Negerilama erwiesen haben. Die Küstenzone begleiten zunächst, namentlich von Negerilama westwärts, mächtige Karangs, die in ihrem Alter wohl den gleichen Bildungen der Limbottosenke entsprechen werden. Die Höhen aber tragen besonders in unmittelbarer Nachbarschaft von Gorontalo gleichfalls andesitisches Tuffmaterial, das wir wohl mit den Tuffen vom G. Pohe zusammenstellen dürfen[1]). Auch hier dürften die Vulkanformen, die die genannten Forscher zu erkennen glaubten (125, pag. 115 u. 123), wohl eher auf Zerstörung einer ursprünglich einheitlichen Decke durch Erosion zurückzuführen sein.

Nordöstlich Negerilama erhebt sich in unmittelbarer Nähe der See ein schroff nach Ost abfallendes Bergmassiv, das Sinandakagebirge, das in mehreren Spitzen bis 1770 m Meereshöhe ansteigt (nach der Seekarte von 1888—92). Koperberg (72, pag. 182) hat Negerilama und die Vorberge des Sinandakagebirges besucht (er gibt nach eigenen Strandpeilungen 1666 m für die Hauptspitze, den Nunuka, an); die südlichen Vorberge, die bereits 5 km vom Strande bis nahezu 1000 m sich erheben, bestehen nach ihm aus Hornblendeandesit, daneben aus Augit-Hypersthen führenden Andesiten, die zum Teil gleichfalls Hornblende enthalten. Auf dem Wege zum Gebirge längs des Sinandakabaches — östlich von Negerilama — wurden Andesitbreccien, dann Globigerinenmergel mit Zwischenlagen brecciösen Kalkes angetroffen, welch letztere Orbitoiden und Amphisteginen führen; endlich fand sich ein aus Quarz, Kalk und Chlorit bestehendes schalsteinartiges Gestein, ähnlich wie es von Koperberg bei Buku an der Nordküste (vgl. unten) gefunden wurde. Dann folgen abermals Breccien, die offenbar eine jüngere Ueberdeckung der genannten Foraminiferengesteine und Schalsteine bilden. Alle Gesteine sind ziemlich stark umgewandelt und mit Pyrit durchsetzt, was auf eine Propylitisierung deutet. In den Sedimenten dürfen wir vielleicht nach ihrer Lagerung Aequivalente der Sumalatastufe vermuten, die darüber lagernden Andesitbreccien gehören allem Anscheine nach mit den Andesiten des Gebirgskammes der altmiocänen Breccienetage an, die von hier nach Osten mehr und mehr an Verbreitung gewinnt, und der wir auch die vereinzelten Tuff- und Konglomeratmassen auf dem Küstengebirge bei Gorontalo zugestellt haben.

Diese Annahme scheint eine Bestätigung zu finden in den Beobachtungen, die Sarasins beim Abstiege vom Bonegebirge längs des Totoijabaches machten (125, pag. 118). Sie fanden hier, auf den Granit des Bonegebirges nach SO folgend, ein von ihnen als Quarzaugitdiorit bezeichnetes Gestein, dann rote Radiolarientone, zu einem Konglomerat verkittet; die Radiolariengesteine haben wir bereits weiter oben mit den roten Globigerinenmergeln von Tinombo zusammengestellt und in ihnen Bildungen der Sumalatastufe von vermutlich obercretaceischem Alter gesehen; die mit den Radiolarientonen verbundenen Quarzaugitdiorite sind demnach vielleicht Aequivalente der Wubudubreccie. Uebrigens hat bereits Bücking (30, pag. 280) in den von Sarasins erwähnten Sedimenten cretaceische Bildungen vermutet. Erwähnt wird ferner Liparit vom Totoijabach (Bücking, 34, pag. 116 u. 156).

Sarasins erwähnen vom Oberlauf des Totoija ferner noch heiße Quellen; sie berechtigen vielleicht zu der Annahme von Bruchspalten, an denen die Brecciengesteine gegen den Granit des Bonegebirges abgesunken sind. Daß die Grenze des Granites gegen die jüngeren Bildungen auch östlich des Totoijabaches nicht weit von der Küste liegen kann — Koperberg hat sie am Sinandakafluß offenbar nicht erreicht — geht aus einer Notiz von Sarasins (125, pag. 114) hervor, die den Strand an dem kleinen

1) Oestlich von Gorontalo überwiegt nach Sarasins (125, pag. 123) Augitandesit unter dem Tuffmaterial, westlich dagegen, wie wir sahen, Hornblendeandesit. Beide sind aber wohl ungefähr gleichaltrig; sie treten sowohl in der Limbottodepression wie in der südlichen Minahassa gemeinsam auf, obgleich der Hornblendeandesit in der Minahassa überwiegt.

Küstenbache Duminanga übersät fanden mit „Urgesteinsgeröll", also dem Granit des Gebirgskammes. Die höchsten Teile des Sinandakagebirges müssen danach auch aus Granit bestehen; es bildet die östliche Fortsetzung des Bonegebirges (Sarasins, 25, pag. 119), dessen eigentlichen Kulminationspunkt es darstellt. Aus dem Verlauf des Totoijabaches ergibt sich, daß das Streichen dieser gewaltigen Gebirgsmassive deutlich SO—NW gerichtet ist, wie überhaupt die einzelnen Ketten des Gebirges von der See aus in dieser Richtung verlaufend erscheinen (vgl. dagegen Sarasins, 128, Bd. 1. t. 3).

Nun zum Bonegebirge selbst, das den östlichen Kulminationspunkt der Küstenkette östlich von Gorontalo darstellt.

Es ist bisher allein von P. u. F. Sarasin bezwungen worden. Durch die Limbottosenke führt der Weg entlang dem vielgewundenen Laufe des Boneflusses nach Osten. Der Fluß hält sich ziemlich am Südrande der Senke, am Fuße des Ulumbutigebirges, wie das Küstengebirge hier heißt. Kurz hinter dem Orte Bone verengt sich die Limbottoebene, und die Ausläufer des Pangigebirges, der südöstlichen Fortsetzung des Kabilakammes, vereinigen sich fast mit dem Küstengebirge. Hier ist der Bonefluß schluchtartig in das anstehende Gestein, einen weißgrauen Granit, wie bei Gorontalo, eingeschnitten. Bald öffnet sich das Bonetal abermals zu einer breiten Talfläche, der Ebene von Bowanggio, mit dem Orte Pinogo in seiner Mitte. Sarasins äußern (125, pag. 116) die Ansicht, daß diese eigentümliche Hochfläche vielleicht ein altes durch die allmähliche Einsägung des Boneflusses entwässertes Seebecken darstelle. Mit dieser Auffassung in Einklang steht das Vorkommen von milden Sandsteinen und Tonen mit Kohlenresten am Olaita, einem rechten Seitenbache des dem Bone zufließenden Moloti im NO der Ebene, über das Koperberg (72, pag. 176) nach den Beobachtungen des Bergingenieurs Hövig berichtet hat. Die verkohlten Pflanzenreste in den besagten Schichten haben sogar Anlaß zu Kohlenschürfungen der Pinogo-Maatschappij gegeben.

Jedenfalls ist also auch die Pinogosenke, wie im Westen das Pagujamatal, als geologische Fortsetzung der Limbottosenke anzusehen; das beweist neben anderem das Auftreten von Andesiten und Andesitkonglomeraten am Boneflusse oberhalb Pinogo (Koperberg, 68, pag. 116), die bei Tinondoö östlich Pinogo das Muttergestein von Golderzgängen bilden, desgleichen vielleicht auch der Kupfererzgänge von Dehuva nördlich vom Bonefluß. Auch im Norden der Senke am Olaita und Moloti treten Hornblendeandesite in größerer Verbreitung auf (vgl. unten).

Daß endlich der Pinogosenke warme Quellen nicht fehlen, geht aus Angaben Riedels hervor (116, pag. 53); auch Sarasins haben mehrere warme Quellen auf ihrer Wanderung längs des Boneflusses zum östlich der Senke sich erhebenden Bonekamm beobachtet (125, pag. 116).

Das Bonegebirge selbst besteht nach den Beobachtungen der genannten Forscher ganz aus Granit. Sie waren ursprünglich geneigt, gewisse verwitterte Gesteine, die sie auf ihrer Wanderung trafen, für Gneis zu halten (125, pag. 114, 117, 162), haben indessen dann später, besonders auf Bückings Veranlassung (30, pag. 280, und 34, pag. 151) diese Bestimmung selbst als fraglich hingestellt. Da der Granit des Bonegebirges offenbar mit dem ganzen Küstengebirgsgranit und dem Granit der Zentralkette in der Umrahmung der Limbottosenke ein zusammengehöriges Ganze bildet und seiner petrographischen Beschaffenheit nach (Aehnlichkeit mit dem Granit von Kasimbar) offenbar der jungpaläozoischen Granitintrusion angehört (vgl. oben), so ist schon deswegen das Auftreten von kristallinen Schiefern innerhalb desselben recht unwahrscheinlich.

Die Kammhöhe des Bonegebirges wurde von Sarasins im G. Moloti mit 1430 m Meereshöhe überschritten.

Somit bietet das Küstengebirge östlich wie westlich des Durchbruches von Gorontalo ein ziemlich analoges Bild.

Die nördliche Umrahmung der Limbotto-Pinogosenke leitet uns wieder zu dem eigentlichen Zentralgebirge über, das wir bereits im Kabilagebirge kennen lernten. Die dem Südabfalle dieses Gebirgskammes enttsrömenden und nach Gorontalo abfließenden Bäche sind zum Teil von v. Schelle untersucht worden. Am Palanguwaflusse und dessen Nebenbach, dem Longki (ca 30 km NO von Gorontalo), besteht der Südabhang des Gebirges lediglich aus Granit; hier liegt der Goldfundplatz Lonuo (130, pag. 54). Am Bohulo, einem kleinen Seitenbach des Logalo, der in der Limbottoebene in den Molango einmündet (vgl. Hoëvells Karte, 59, t. 1), wurde von Koperberg (68, pag. 117) gediegen Gold in Quarzadern gefunden, die einen „Gabbro gleichenden Diorit" durchsetzen; letzterer gehört vielleicht den basischen Gängen bzw. Ausscheidungen des Zentralgebirgsgranites an.

Ueber den Nordabhang des Zentralgebirges von Kwandang ostwärts bis an die Grenze der Minahassa sind wir ziemlich genau durch verschiedene Untersuchungszüge Koperbergs unterrichtet. Die östliche Umrahmung der Kwandangbai wird von Gesteinen der Sumalatastufe (Breccien, ziemlich gestörten Grauwacken, foraminiferenführenden Mergeln usw.) aufgebaut, offenbar jenen Gesteinen, die bereits Rosenberg (siehe oben S. 57) als Gerölle im oberen Pinda fand. Jüngere Sandsteine und Konglomerate in noch nahezu horizontaler Lagerung sind ihnen im Innern der Bucht vorgelagert.

Die nach Osten folgenden Küstenbäche haben, wie der Alota und Pintu, nur kurzen Lauf, da das Zentralgebirge auch hier der Nordküste sehr genähert bleibt. Der nächste bedeutendere Bach ist der Andagile in der Landschaft Attingola.

Nach Koperberg (70, pag. 170) besitzt er ungefähr WNW gerichteten Lauf, er bildet ein Längstal zwischen einem Küstenzuge, der in der Halbinsel Pange endigt, und dem eigentlichen Zentralgebirge. Das Küstengebirge besteht in der Hauptsache aus dunklen, mehr oder weniger groben Grauwacken, ferner Breccien und Mergelsandsteinen; in der Bucht von Buku, die die Halbinsel im W abschnürt, tritt auch ein heller Quarzporphyrittuff auf, der allem Anschein nach den genannten Bildungen konkordant eingelagert ist. Aehnliche Tuffe finden sich auch südwestlich des Andagile am Berge Sigasso wieder, gleichfalls im Verbande mit den genannten Sedimenten; sie sind den goldführenden Quarzporphyriten (Daziten) von Paguat (s. oben S. 64) sehr ähnlich.

Die Grauwacken an der Steilküste der Halbinsel Pange enthalten viel Tuffmaterial (uralisierten Augit) und führen Globigerinen; sie zeigen ziemlich stark gestörte Lagerung und ungefähr WNW gerichtetes Streichen. Koperberg hat bereits diese ganzen Bildungen, wie auch die analogen Gesteine weiter im Osten mit den Schichten von Sumalata zusammengestellt (72, pag. 178); von den jüngeren Sandsteinen und Konglomeraten der Kwandangbucht sind sie durch ihre gestörte Lagerung wie durch den älteren Habitus deutlich unterschieden, so daß sie recht wohl obercretaceisches Alter besitzen können. Es ist zu hoffen, daß das paläontologische Material, das von hier wie von vielen anderen Orten von Nordcelebes durch Koperberg zusammengebracht ist, noch eine Bearbeitung und Veröffentlichung erfährt und dann vielleicht eine sichere Altersbestimmung dieser ganzen von mir der oberen Kreide vorläufig zugestellten Bildungen ermöglicht.

An der Nordküste der Halbinsel Pange treten zahlreiche Pyrit und Kupferkies führende Quarzgänge und Adern auf mit ungefähr nordsüdlichem Streichen; ähnliche Gänge finden sich bei Buku und weiterhin am G. Sigasso wieder, sie gehören vielleicht einer gemeinsamen Gangzone an und deuten darauf, daß hier neben den dominierenden O—W verlaufenden Bruchzonen auch solche in ungefähr NS-

Richtung zu bestehen scheinen, mit deren Existenz vielleicht das plötzliche Vorspringen des Granites bis an die Nordküste in Verbindung zu bringen wäre. Der Granit im Oberlauf des Andagile ist ein Hornblendegranit von der gleichen Zusammensetzung (Koperberg, 72, pag. 177), wie er uns bereits am Südabhang des Zentralgebirges (dem Kabilakamm) begegnet ist.

Oestlich der Halbinsel Pange springt der Granit bis an die Küste vor, am Kap Dulanga, ferner zwischen Labua Broko und Kaidipang; es ist dies die einzige Stelle, wo der Zentralgebirgsgranit die Nordküste erreicht. Im Hinterlande tritt zwischen diese kleinen Granitinseln und den eigentlichen Kerngebirgsgranit eine breite Zone von Gesteinen der Sumalatastufe; sie zeigen gleiche Zusammensetzung und denselben Aufbau wie der nordwestlich anschließende Küstenzug der Halbinsel Pange. Koperberg beschreibt diese Gesteine vom Bolang Itang-Fluß und dessen linken Seitenbächen, dem Bimianga und Timoöngo, und macht auf die Aehnlichkeit dieser Bildungen mit den Gesteinen von Palelch aufmerksam (70, pag. 177). Die gleichen Sedimente bilden weiter nach Osten die Steilküste östlich der breiten Alluvialfläche von Bolang Itang, von Kap Lei bis in die Gegend von Sangkub. Die Grauwacken in dem schön entblößten Profil dieser Küstenstrecke sind zum Teil stark verkieselt und gleichen dann fast Kieselschiefern (72, pag. 177). Auch hier fehlt eruptives Material (uralisierter Augit wie bei Pange) in ihnen nicht, ebenso kommen Einschaltungen porphyritähnlicher Eruptivgesteine (offenbar Aequivalente der Wubudubreccie) in ihnen sowohl an der Küste wie weiter landeinwärts vor. Am Kap Lei endlich findet sich auch der Quarzporphyrit von Buku und Sigasso wieder (pag. 180). Gänge von Kupferkies daneben auch goldführende Gänge durchsetzen den ganzen Schichtenkomplex; letztere dürften vielleicht mit einem gleichfalls beobachteten hellen feldspatreichen Andesit (Dopollakporphyrit) daselbst in Verbindung zu bringen sein, der ja bekanntlich das Muttergestein der Gänge von Sumalata und Paleleh bildet.

So sehen wir also, daß das Zentralgebirge an seinem Nordabhange den von Kwandang her bekannten Aufbau bis in die Gegend des Sangkubflusses ungefähr beibehält. Weiter östlich tritt nun aber eine wesentliche Aenderung ein, die schon orographisch durch die tiefe, weit in die Insel eingreifende Depression des Sangkubflußgebietes angedeutet wird.

Der Granit des Zentralgebirges, der noch westlich Kaidipang das Meer erreichte, springt östlich davon weit ins Innere zurück; er wird von den Quellbächen des Bolang Itang-Flusses nur noch eben berührt, desgleichen von dem linken Hauptflusse des Sangkub, dem Gambutu; der rechte Quellfluß, der Biau, erreicht indessen den Granit nicht mehr, er durchschneidet lediglich jüngere Bildungen, die der Sumalatastufe angehören. Die nördliche Grenze des Granites muß demnach aus der westöstlichen, durch Bruchlinien bedingten Richtung scharf nach SO umschwenken; die hohe südliche Wasserscheide am Biau bildet vermutlich mit dem Bonekamm und dem Sinandaka eine zusammenhängende Granitmasse mit SO—NW-Streichrichtung, die, wie wir sehen werden, den letzten Pfeiler alten Gebirges der Nordhalbinsel nach Osten bildet.

### 4. Die Malibagu-Sankubdepression in Bolang Mongondow.

Ein sehr lehrreiches Profil durch dieses Gebiet, in dem also die alten Kerne sowohl des Küstengebirges von Gorontalo wie auch des Zentralgebirges nach Osten ihr Ende erreichen, ist durch Koperberg bekannt geworden, der die Insel in der Richtung von Malibagu an der Südküste längs der Biaudepression bis nach Sangkub durchquert hat (72, pag. 171).

Von Malibagu führt der Weg durch das schluchtartige Tal des Malibagubaches aufwärts; anfangs

stellen sich Porphyrite mit Breccien, daneben gelegentlich Kieselschiefer vom bekannten Habitus ein (Sumalataschichten); ein kleiner rechter Seitenbach zeigt anstehenden Granit (Tapa däa); es ist ein hornblendeführender tonalitähnlicher Granit, der offenbar nur in beschränktem Umfange hier zutage tritt. Es ist dies, wie Koperberg hervorhebt, die östlichste Stelle der Nordhalbinsel, an der anstehender Granit bisher bekannt geworden ist. Bücking gibt allerdings auf seiner Karte (30, t. 16) den Granit von Gorontalo bis über Totok hinaus in die südliche Minahassa hinein an, und zwar auf Grund von Granitrollstücken bei Belang und Totok; indessen Rinne (118, pag. 327 ff.) und Sarasins (125, pag. 95) haben darauf hingewiesen, daß diese Rollsteine vermutlich gewissen Konglomeraten entstammen, die Rinne in der Bucht von Totok hat nachweisen können (s. unten).

Der Weg den Malibagufluß aufwärts führt zum Berge Mogogonipa hinauf, einem sanft abgedachten Bergkegel, in dem Koperberg einen alten Vulkan vermutet; das stark verwitterte Gestein erwies sich als ein rötlich bis grau gefärbter Hornblendeandesit. Das legt die Vermutung nahe, daß diese Andesite der miocänen Konglomeratstufe angehören könnten, sie stimmen der Beschreibung nach mit den Andesiten bei Gorontalo völlig überein. Am NO-Fuße des Berges, bereits im Flußgebiete des Dumogatales, treten warme Quellen auf, die Koperberg als letzte Zeichen der vulkanischen Tätigkeit ansehen möchte. Gegen die Annahme eines jugendlichen Vulkanes spricht indessen auch schon der Umstand, daß Hornblendeandesite den heutigen Eruptionszentren von Nordostcelebes fast ganz fehlen. Die Quellen könnte man vielleicht nach Analogie der Thermen des Bonegebirges und des Totoijabaches als Spaltenquellen ansehen. In diesem Falle wäre zu vermuten, daß längs dieser Thermalspalte der letzte Ausläufer des Bonegebirgsgranites — überdeckt bereits zum größten Teil von den tertiären Andesitaufschüttungen — zu der nördlich vorgelagerten Dumoga-Biausenke abgebrochen sei (vgl. Taf. X, Fig. III).

Der Untergrund der Quartärfläche, welche die Dumogasenke erfüllt, besteht aus Andesitbreccien (a. a. O. pag. 172). Die Wasserscheide zwischen der oberen Dumoga und dem Malibagutal besitzt nach Sarasins (125, pag. 110) 350 m Meereshöhe, Dumoga ketjil an der oberen Dumoga liegt 150 m hoch. Dieser starke Abfall der Wasserscheide des Küstengebirges ist bezeichnend für das Untertauchen des alten Gebirges unter die jüngere Bedeckung und damit das Verschwinden des Gorontalokü̈stengebirges.

Hier sei gleich eingefügt, daß Sarasins, die gleichfalls die Wasserscheide zwischen der Dumoga und Malibagu überschritten haben, im Malibagubache neben Hornblendeandesit (offenbar vom Mogogonipa stammend) auch den von Koperberg anstehend beobachteten Hornblendegranit fanden, ebenso die — nach ihnen gelegentlich rot gefärbten — Kieselschiefer, ihre Radiolarienhornsteine, die wir der Sumalatastufe zugestellt haben und die damit das Alter erhalten, das auch jene Forscher — allerdings auf anderen Ueberlegungen fußend — ihnen zu geben geneigt waren (125, pag. 111 und 112). Vom Oberlauf des Malibagu wird eine eisenreiche Quelle erwähnt; der Eisengehalt deutet offenbar darauf, daß hier Thermen, nicht aber vulkanische Erscheinungen vorliegen.

Wir folgen Koperberg nach Nordwesten. 10 km oberhalb Duluduo verläßt der Weg nach Bintauna die Dumoga (der Quellfluß wird von Koperberg als Taraut bezeichnet, während Sarasins einen linken Seitenbach der Dumoga Taraot nennen). Das Tal ist hier noch mit lockren, hellen Sandsteinen bedeckt, die am Rande der Ebene aus der Quartärfläche hervortreten und ihrerseits von Andesitkonglomeraten unterlagert werden. Da letztere vermutlich der miocänen Breccienstufe — wie die Andesite von Gorontalo — angehören, ist der Sandstein mithin neogen (jungmiocän bzw. pliocän, und wäre demnach den Sandsteinen der Limbottosenke ungefähr altersgleich.

In der Nähe der Wasserscheide kommen unter den Andesiten abermals ältere Bildungen,

Porphyritbreccien, zum Vorschein, offenbar Aequivalente der Wubudubreccie; die Wasserscheide liegt bei 760 m.

Weiter nordwestwärts im Stromgebiete des Sangkub bleibt der Porphyrit bzw. die Breccie das vorherrschende Gestein. Es wird zunächst der Ilanga erreicht, an dessen Oberlauf Huntuk Buludawa liegt. Unterhalb des Ortes stellen sich Dazit und Pechstein ein; letzterer erinnert an die pechsteinartigen Porphyrite vom Siguru. Der Weg führt weiter an der linken Talseite des Ilanga entlang, auflagernd auf den Porphyriten treten hier Kalke mit Orbitoiden und Amphisteginen auf, weiter folgen Konglomerate und Grauwacken mit viel Porphyritmaterial in flacher Lagerung, wechsellagernd mit Mergelkalken, die gleichfalls Orbitoiden einschließen; es ist schwer zu übersehen, wo diese Bildungen unterzubringen sind, das Porphyritmaterial der Grauwacken könnte zunächst für Sumalataschichten sprechen, die Orbitoidenkalke indessen, die weiter nach Osten mehr und mehr an Bedeutung gewinnen, sind wahrscheinlich mitteltertiären Alters, wie wir weiterhin noch sehen werden; es bleibt aber fraglich, ob alle diese Sedimente, die nach ihrer Lagerung sicher jünger als die Porphyritbreccie sind, der genannten Tertiärstufe angehören.

Auf dem Wege über die niedrige Wasserscheide zwischen dem Ilanga und Biau treten die Porphyritbreccien wieder unter der jüngeren Bedeckung hervor; sie begleiten — von Koperberg (69, pag. 153) als Diabas und Diabasporphyrit mit Breccien bezeichnet — den Biau abwärts bis zu seiner Vereinigung mit dem Ilanga; am Zusammenfluß liegt Bintauna. Am Gunung Pongkali NO der Einmündung treten innerhalb der Breccien, unmittelbar an ihrer nördlichen Grenze, Andesite gangförmig auf.

Dieselben Brecciengesteine sind auch — mit gelegentlichen Einlagerungen von Sumalatasedimenten, vor allem Kieselschiefer — am linken Hauptfluß des Sangkub, den Gambutu, noch weit aufwärts zu verfolgen; in einem kleinen Quellbache desselben, dem Oraä, setzen kleine Quarzgänge mit goldhaltigem Pyrit auf; vielleicht fehlen auch hier nicht die tertiären goldbringenden Andesite, wie weiter südlich bei Tinondoö (vgl. S. 66. Unter den Geröllen des Oraä ist viel Granitmaterial enthalten, ein Beweis, daß das Quellgebiet des Gambutu den Granit des Zentralgebirges noch anschneidet.

Nach Koperberg ist Bergingenieur Hövig den Biaufluß aufwärts und über die Wasserscheide in das Bonetal gezogen (vgl. darüber Koperberg, 72, pag. 175); die bereits erwähnten Sedimente, die als Einlagerungen in den Breccien sich finden, zeigen nach dieser neuen Mitteilung große Aehnlichkeit mit den Uralitaugit führenden Sedimenten vom Gambutu, Bolang Itang-Fluß und der Halbinsel Pange; auch sie enthalten also viel Tuffmaterial. Es scheinen mithin diese Sedimente einen kontinuierlichen Zug vom oberen Biau bis nach Pange in der an der Nordküste herrschenden NW-Streichrichtung zu bilden, parallel dem Abfalle des alten Gebirges. Koperberg (pag. 176) setzt diese Bildungen in Gegensatz zu den flachlagernden foraminiferenführenden Mergeln und Sandsteinen der Küste; ich habe indessen diese gleich zu erwähnenden Gesteine bei Bolang Uki und Sangkub trotz ihrer abweichenden Lagerung mit den Sedimenten im Innern zur Sumalatastufe gestellt, weil sie von Porphyriten noch überlagert werden. Daß jener Gesteinszug vom oberen Biau bis nach Pange gefaltet ist, dürfte wohl mit der Nachbarschaft des alten Gebirges, offenbar einer natürlichen Anlagerung, zusammenhängen und als eine Art Randfaltung zu deuten sein; jedenfalls scheint mir die Faltung dieses einen Gesteinszuges kein Beweis dafür, daß die Sedimente der Sumalatastufe auf Nordcelebes generell von einer Faltung betroffen worden sind; wir finden sie infolgedessen dort, wo jüngere Bruchlinien sie in die Nachbarschaft des alten Gebirges gebracht haben, meist ungestört, so bei Sumalata, Kwandang etc.

Ueber die Beobachtungen Hövigs erfahren wir weiter, daß der Granit beim Ueberschreiten der Wasserscheide zum Bonetal nur auf kurze Erstreckung noch zum Vorschein kommt, unmittelbar südlich folgen Andesite und Andesittuffe, die offenbar am Nordrande der Pinogosenke ziemliche Verbreitung besitzen (s. S. 66).

Die Küstenvorhügel des Sangkubgebirges werden von Mergeln und Mergelsandsteinen eingenommen, die ich wegen ihrer Globigerinenführung der Sumalatastufe zuteilen möchte (s. oben), und das um so mehr, als nordöstlich von Bintauna auf diesen Mergeln Porphyritbreccie ruhen soll (Koperberg, 69, pag. 153). Auffällig bleibt freilich, daß in den Mergeln auch Brocken von Korallenkalk vorkommen sollen; handelt es sich bei diesen vielleicht um eine jüngere (tertiäre) Ueberdeckung der Sumalatagesteine? An der Domisilbai, östlich von Sangkub, treten solche Orbitoidenkalke, zweifellos auf den Sedimenten von Sangkub auflagernd auf, denn weiterhin treten darunter wieder Grauwackesandsteine am Kap Tunkup hervor, die wegen ihrer reichen Foraminiferenführung und ihres hohen Kalkgehaltes offenbar mit den Mergelsandsteinen von Sangkub zusammengehören [1]).

Südlich dieser Küstenstrecke erheben sich schroff die aus Porphyritbreccie bestehenden Berge des Hinterlandes; Koperberg vermutet am Rande des Gebirges eine Bruchlinie (72, pag. 174); das Streichen der Sedimente der Küstenzone ist ungefähr SO—NW, bei einem Einfallen von 20° nach SW.

Bei Bolang Uki erreicht die Breccie des Hinterlandes das Meer; hier liegt am Flüßchen Ajong westlich Bolang Uki die Niederlassung Sumalataän, in deren Nähe pyrit-, bleiglanz- und zinkblendeführende Gänge in der Breccienstufe aufgeschlossen sind. Auf dem Wege vom oberen Ilanga (rechter Seitenfluß Luodon) nach der Bucht von Domisil fanden sich die Gesteine der Breccienstufe vielfach durchsetzt von jüngeren Andesiten und Daziten (72, pag. 170 und 173).

Werfen wir noch einen Blick zurück auf das Gesagte: Die Depression, die vom Malibagutal anfangs in Nord-, dann in Nordwestrichtung die ganze Landschaft Bolaäng Mongondow durchzieht, zeigt einen von den westlich gelegenen Teilen des Nordarmes ganz abweichenden Aufbau; das Zentralgebirge ist als orographisch selbständige Kette verschwunden dadurch, daß der Granit seines Kernes nach SO, vielleicht einer alten stratigraphischen Grenzlinie folgend, die noch deutlich das für das alte Gebirge charakteristische SO—NW-Streichen besitzt, abschwenkt und sich mit dem Küstengebirgsgranite in dem Gebirgsstocke des Bonemassivs vereinigt. Damit erhält das Bonegebirge die orographische Bedeutung, die ihm die Sarasins, zwar nicht in ihren Karten (125, t. 13; 128, Bd. 1. t. 3), wohl aber im Texte gaben, als eines zentralen Gebirgsknotens, von dem die Hauptketten nach NW, SW und O auseinanderstrahlen.

Abgesehen von dem schmalen Granitpfeiler, der als letzter Ausläufer des Küstengebirges das Profil Malibagu-Bintauna noch schneidet, finden wir über die ganze Insel als Sockel die Sedimente und Breccien der Sumalatastufe ausgebreitet. Ihnen ruhen tertiäre Mergel und Kalke mit Orbitoiden und anderen Foraminiferen auf; diese liegen nicht nur an der Küste bei Domisil, sondern reichen weit in das Innere der Inseldepression bis zu ca. 300 m Höhe hinauf. Wir werden weiterhin sehen, daß diese wahrscheinlich im älteren Tertiär stattgehabte Transgression den größten Teil von Nordostcelebes überdeckt hat; überall, wo ältere cretaceische Gesteine unter der jüngeren vulkanischen Bedeckung hervorkommen, treten auch die Orbitoidenkalke in vereinzelten Resten dazwischen wieder zutage.

Koperberg macht darauf aufmerksam, daß die Foraminiferenkalke des Ilanga 300 m höher als

1) Auf der Karte Taf. XI sind die Kalke von Domisil irrtümlich als *qk* angegeben; vgl. dagegen Taf. X, Prof. III.

die Kalke der Domisilbai liegen, und will daraus schließen, daß bereits während der Ablagerung dieser Kalke der Rückzug des Meeres begonnen habe, so daß die Kalke nach und nach in tieferen Niveaus zur Ablagerung gelangten, ähnlich wie wir es bei den jungen Karangs sehen. Doch ist die verschiedene Höhenlage in diesem Falle wohl ungezwungener mit Abbrüchen längs der Küste zu erklären, die Koperberg selbst angenommen hat (72, pag. 174).

Weiterhin treten in dem Profile Andesite und Andesitkonglomerate auf, die, wie wir sehen werden, der altmiocänen Breccienetage Javas gleichgestellt sind; ihre Lagerung zu den Orbitoidenkalken ist hier nicht ersichtlich, indessen läßt sich schon aus dem Fehlen derselben unter den Orbitoidenkalken schließen, daß sie jünger sind.

Die Andesitkonglomerate werden im oberen Teil der Dumogasenke überlagert von Sandsteinen, die vielleicht pliocänes Alter besitzen, jedenfalls älter sind, als die quartäre Aufschüttung der Senke. (Vgl. Taf. X, Prof. III.)

### 5. Das Stromgebiet des Lombaginflusses.

Nordöstlich der eben besprochenen Tiefenlinie Dumoga ketjil—Bintauna erhebt sich ein mächtiges Gebirgsmassiv, der Huntuk Buludava. Sarasins und Koperberg haben uns einige Nachrichten über dasselbe gebracht. Die erstgenannten Forscher gingen von der Mündung des Lombagin, der sich aus der Vereinigung der Dumoga und des Ongkag bildet, zunächst die Küste entlang nach Westen; zwischen der Lombaginmündung und dem Orte Lolak trafen sie einen festen hellgelben, aus Korallen und Muscheln bestehenden Kalk, den sie für eocän hielten; vielleicht ist er ein Aequivalent der eben beschriebenen Orbitoidenkalke; denn von Lolak längs des dort mündenden Flüßchens landeinwärts wandernd, trafen die Forscher rote Schiefertone und Hornsteine mit Radiolarien, also Vertreter unserer Sumalatastufe; ihnen lagern offenbar jene Kalke von Lolak unmittelbar auf. Die genannten Sumalatasedimente halten über die 70 m hohe Wasserscheide bis an die untere Dumoga an (125, pag. 108, 109).

Längs des Dumoga aufwärts ziehend trafen sie sodann variolitischen Diabas (125, pag. 109), ferner im Flußbette des Mau „Urgesteinsgerölle“, die auch weiterhin vom Buludawagebirge genannt werden (125, pag. 113 und 128, Bd. 1. pag. 122). Diese Angaben, wie auch die erwähnte Bückingsche Karte, die den Granit von Gorontalo bis in die Minahassa angibt, veranlaßten mich in meiner früheren Uebersicht (18, pag. 194), der Verbreitung des alten Gebirges in Bolang Mongondow eine größere Bedeutung beizumessen. Da nun aber Koperberg (71, pag. 195, und 72, pag. 170) aus dem Dumogagebiet nichts von solchen Urgesteinen erwähnt, möchte ich vermuten, daß alte kristalline Gesteine dem Buludawagebirge ganz fehlen, die Angaben der Sarasins vielmehr auf einer Verwechslung der „Urgesteine“ mit den grobkristallinen Bestandteilen der Sumalatabreccien beruhen, die gelegentlich recht granitähnlichen Habitus zeigen können (vgl. oben S. 52). Koperberg beobachtete lediglich Diabase längs des Unterlaufes der Dumoga bis Dumoga ketjil und nimmt infolgedessen wohl mit Recht an, daß diese der Sumalatastufe zuzurechnenden Gesteine das ganze Buludawagebirge bis in die Nähe der Nordküste aufbauen, wo wir sie bereits bei Sumalataän kennen lernten (72, pag. 170).

Erwähnt sei noch, daß auch Koperberg die Sedimente am Ostfuße des Buludawa zwischen Lolak und Solog an der Dumoga untersucht hat; er beschreibt sie als kalkhaltige Sandsteine mit Diabasmaterial und buntgefärbte globigerinenführende Schiefertone, also Aequivalente unserer roten globigerinenführenden Schiefertone von Tinombo; es mag dies zugleich ein Beweis sein, wie nahe verwandt und zusammengehörig die Radiolarienhornsteine der Sarasins und die roten Globigerinenschiefertone von

Nordcelebes sind[1]). Die Schichten sind nach KOPERBERG vielfach gestört (71, pag. 196). Am Mau, unfern Solog, werden heiße Quellen im Diabasgebiet erwähnt.

Das Bergland zwischen dem Dumoga- und dem Ongkagtal, das in seinen einzelnen Spitzen bis 900 m ansteigt (KOPERBERG, 71, pag. 195; 72, pag. 168), wird in seinem Sockel in der Hauptsache aus den gleichen globigerinenführenden Sedimenten aufgebaut; am Boliagonan und an der Dumoga fanden sich kleine Inseln von Orbitoidenkalk (72, pag. 166), die offenbar dem älteren Sockel aufruhen, ganz ähnlich wie im Ilangatale; weit größere Verbreitung besitzen Hornblendeandesite und deren Tuffe, auch sie ruhen dem Sockel der Sumalatasedimente auf und bilden offenbar die Haupterhebungen dieses Berglandes. Zahlreiche Goldfundpunkte innerhalb des Lombaginflußgebietes sind, wie KOPERBERG schon vermutet, wahrscheinlich mit diesen mitteltertiären Hornblendeandesiten in Verbindung zu bringen (71, pag. 196; 72, pag. 168, 169).

Im Ongkagtale kommen die Sumalatasedimente wieder in geschlossener Entwicklung zutage. SARASINS fanden (125, pag. 101 ff.) längs des Flusses unterhalb der Einmündung des Komongaan anstehend blaugraue Schiefertone und grünliche Tonmergel mit nordöstlichem Einfallen. Ihnen aufgelagert folgen nach der Küste zu Konglomerate, die ihr Material zum Teil von den Tonmergeln bezogen haben; sie müssen demnach jünger als jene bereits aufgerichteten Schichten sein und gehören vielleicht mit den Sandsteinen der oberen Dumoga ins Neogen.

KOPERBERG beschreibt die cretaceischen Sedimente des Ongkagtales als globigerinen-, zum Teil sogar pflanzenführende Grauwacken und Tonmergel und stellt entsprechend den Beobachtungen SARASINS NW gerichtetes Streichen fest. Weiter erfahren wir durch ihn, daß in den Schluchten der Bäche Muntoi und Nibung, die dem Mongondowflusse, östlich vom Lombagindelta, zufließen, diskordant auf den genannten Sedimenten Orbitoidenkalk ruht. Die Konglomerate mit Geröllen foraminiferenführenden Kalkes von der gleichen Stelle sind vermutlich gleichaltrig mit den Konglomeraten des unteren Ongkag und wohl sicher jünger als die Orbitoidenkalke (vgl. dagegen KOPERBERG, 72, pag. 168); denn auch in den Konglomeraten des unteren Ongkag kommen gelegentlich Kalkgerölle vor, die offenbar von der Zerstörung von Orbitoidenkalken des oberen Ongkagtales herstammen.

Neben den beschriebenen Bildungen fehlen dem Ongkagtale auch vulkanische Gesteine nicht; wir begegnen hier, nahezu an der Ostgrenze der Minahassa, zum erstenmal unzweifelhaft jungvulkanischen Produkten sowie echten Solfataren; SARASINS erwähnen sie (a. a. O.) südwestlich von Kotabangon. Dunkle Tuffmassen bedecken weithin die Niederung des oberen Ongkagtales bei Kotabangon; sie stammen von dem östlich des Tales sich erhebenden mächtigen Gebirgskamme, an dessen Aufbau sie in hervorragendem Maße beteiligt sind. Die Kette umschließt mit einer ihr weiter östlich parallel laufenden Kammlinie ein nahezu 1000 m hohes Hochplateau, das vom Poigarfluß entwässert wird, weshalb das Gebiet der beiden quer durch die Insel verlaufenden Gebirgswälle wohl als Poigarmasse bezeichnet werden kann; von ihr soll weiter unten noch die Rede sein.

Wenig bekannt ist das hohe Gebirge, das die Wasserscheide des Lombaginflußgebietes gegen die Südküste bildet. Wir haben das südliche Küstengebirge bei Malibagu, wo zum letzten Male der Granit unter der jüngeren Ueberdeckung zum Vorschein kommt, verlassen. Oestlich der Einsattelung

1) Es sei hier auch der — übrigens schon von BÜCKING ausgesprochenen — Vermutung Raum gegeben, daß SARASINS gelegentlich — hier bei Lolak, am Matinanggebirge und anderen Orten — globigerinenführende rote Tone als „Radiolarien"-Rottone bezeichnet haben; Radiolariengesteine wird man nur so weit unter dieser Bezeichnung bei SARASINS vermuten dürfen, als echte Hornsteine beobachtet worden sind.

von Malibagu erhebt sich die Wasserscheide rasch wieder zu über 1000 m Höhe empor, anfangs verläuft der Kamm ungefähr W - O; von Kap Flesko an macht er indessen die auffällige Schwenkung der Inselachse nach NO mit und geht dann an der Grenze der Minahassa in die Poigarmasse über. Der ganze Gebirgszug wird gewöhnlich als Mongondowgebirge bezeichnet. Ueber seinen Aufbau läßt sich heute nur sagen, daß in der Hauptsache tertiäre Andesite und Breccien sowie Tuffe daran beteiligt sind, also jene vermutlich altmiocäne Breccienstufe, die von Gorontalo an das Küstengebirge, anfangs nur in einzelnen Erosionsresten, begleitet hat.

Wie weit unter dieser miocänen Breccienstufe noch ältere Bildungen (Sumalatabreccien, Porphyrite und Sedimente) vorhanden sind, läßt sich nach den bisherigen dürftigen Nachrichten nicht beurteilen. Koperberg gibt auf seiner Karte der südlichen Minahassa (67) zwischen Kotabunan und Motongkad ältere Breccien an; vom Kap Flesko beschreiben Sarasins grüne und rotbraungeflammte Tonmergel und Schiefertone mit Globigerinen; die grünen Tonmergel gleichen den Bildungen des unteren Ongkagtales, Sarasins hielten beide für neogen, indessen hat bereits Bücking (30, pag. 280) diese Schichten von Kap Flesko für Kreidebildungen gehalten, worauf meiner Ansicht übrigens auch die von Sarasins erwähnte gestörte Lagerung der Schichten deutet.

Aus diesen Tatsachen dürfen wir jedenfalls den Schluß ziehen, daß die cretaceischen Tonmergel und Globigerinentone, die am Kap Flesko wie in der Ongkag-Dumogadepression in gleicher petrographischer Entwicklung zutage treten, das ganze Mongondowmassiv unterteufen, daß weiter am Aufbau dieses Sockels in beschränktem Maße auch Porphyritbreccien beteiligt sind.

Von Motongkad, NO von Kap Flesko aus, ist das Mongondowgebirge, dessen Hauptkamm hier nur 13 km von der Küste entfernt ist, mehrfach überschritten worden; Beschreibungen dieser Ueberquerung geben die Missionare Wilken und Schwarz (168), ferner Clerq (37). Aus diesen Berichten ist schon zu ersehen, daß das überaus schroff bis über 1000 m ansteigende Gebirge vorwiegend aus vulkanischem Material aufgebaut ist. Koperberg (71, pag. 194) hat das Gebirge von Motongkad aus in einer bis zu 980 m sich erhebenden Einsattelung überschritten, gibt aber gleichfalls an, daß die Höhen zu beiden Seiten des Passes bis 1400 m Höhe ansteigen. An der Küste tritt in schmalem Saume eine Schichtenfolge von jungtertiären Konglomeraten und Sandsteinen auf; Orbitoidenkalke wurden nur in einzelnen Rollstücken beobachtet, sind aber demnach zweifellos auch vorhanden; aus dem Umstande, daß sie nicht oder doch nur ganz beschränkt zutage treten, läßt sich wohl schließen, daß sie in der Hauptsache von den Hornblendeandesiten und deren Konglomeraten verdeckt sind, nicht aber ihnen auf- bzw. anlagern. Als Ueberlagerung der tertiären Hornblendeandesite finden sich Andesite von jugendlichem Habitus in ziemlicher Verbreitung auf dem Gebirge; sie stammen nach Koperbergs Ansicht von dem dem Poigarmassiv angehörenden Ambanggebirge, das nach Koperbergs Feststellungen ein den tertiären Andesiten der Poigarmasse aufruhendes, junges Vulkangebirge darstellt; von ihm werden also auch die jugendlichen dunklen Tuffe bei Kotabangon herrühren.

### 6. Die Minahassa.

Wir stehen an der Grenze der Minahassa, dem nordöstlichen Teile der Nordhalbinsel, in dem die bis dahin ungefähr WO gerichtete Inselachse eine scharfe Schwenkung nach NO ausführt. Mit der geographischen Grenze betreten wir zugleich auch ein dem bisherigen völlig fremdartiges geologisches Gebiet; die Minahassa ist fast ausschließlich aus vulkanischen Gesteinen, und zwar vorwiegend ganz

jugendlichen Bildungen aufgebaut; ein zweites Java hat man sie wohl wegen ihres, vom übrigen Celebes so völlig verschiedenen Landschaftscharakters genannt.

Nur in beschränktem Maße tritt der ältere Untergrund unter den jungen Vulkanaufschüttungen hervor, und zwar auch nur im südwestlichen Teile des Landes. Gesteine dieses älteren Untergrundes sind in erster Linie Diabase; sie sind von Rinne (118, pag. 327; 119, pag. 474) eingehend studiert und beschrieben worden, und zwar von der Südwestküste der Minahassa zwischen Belang und Kotabunan, wo sie auf verschiedenen kleinen, der Küste vorgelagerten Inseln zutage treten. Sie finden sich in ähnlicher Weise an der Nordwestküste bei Amurang, von wo sie Koorders zuerst erwähnt (65, pag. 88. t. 19), während Koperberg eine Beschreibung und Darstellung auf seiner Karte der südwestlichen Minahassa gegeben hat (67, pag. 30 ff.).

Es erhebt sich nun die Frage, ob diese Diabase in ihrer Gesamtheit wohl Aequivalente der Sumalataporphyritstufe sind, wie Koperberg auf seiner Karte annimmt, oder ob sie nicht vielleicht zum Teil oder in ihrer Gesamtheit ältere, paläozoische Bildungen sind; denn wir werden auf der Osthalbinsel paläozoische Diabase in großer Verbreitung kennen lernen, auch bei Tinombo sind wir verschiedentlich alten Diabasen begegnet. Ferner ist hervorzuheben, daß nach Rinne die Diabase der Küste von Belang meist durchaus holokristalline glasfreie Gesteine mit ophitischer Struktur sind, porphyrische Diabase dagegen nur untergeordnet auftreten; auch fehlen ihnen die Tuff- und Breccienbildungen, die für die Sumalatagesteine besonders charakteristisch sind. Andererseits sind solche Breccien allerdings bei Amurang nach Koperberg vorhanden; das mächtige Diabasmassiv, das wir im Buludawagebirge kennen lernten, zeigt eine so innige Verbindung mit den typischen Globigerinen- und Radiolariengesteinen der Sumalatastufe, daß ich mich doch veranlaßt sehen möchte, auch die Diabasgesteine der südwestlichen Minahassa als vermutlich zur Sumalatastufe gehörig zu bezeichnen. Es sei noch erwähnt, daß von Frenzel (49, pag. 297) aus der Minahassa Granit und Syenit beschrieben werden (nach Aufsammlungen A. B. Meyers); doch hat sich dies Vorkommen älterer Gesteine bisher nicht bestätigt. Bücking führt zwar Granit und Syenit von Belang an (30, pag. 249), doch hat Rinne nachgewiesen, daß diese Gesteine nicht anstehend dort vorkommen, sondern lediglich in gewissen, vermutlich alten Konglomeraten auf der Insel Hogoi usw. (Hogoikonglomerat) (vgl. auch oben S. 69). Es ist anzunehmen, daß dieses Konglomerat — seiner Natur nach eine Art Grundkonglomerat — der Transgression der oberen Kreide über das alte Grundgebirge angehört, also zur Sumalatastufe zu stellen wäre (vgl. auch Bücking, 34, pag. 175). Gleichzeitig beweist dieses Konglomerat mit Granitgeröllen, daß in der südwestlichen Minahassa das alte granitische Grundgebirge unter der jüngeren Bedeckung vorhanden sein muß [1]).

Ueber der Diabasstufe folgen sodann an verschiedenen Stellen der südlichen Minahassa Orbitoidenkalke, teils direkt dem Diabas aufruhend, wie auf der Insel Bentenan (vgl. Rinne, 118, pag. 327 ff.), teils ohne bekanntes Liegendes. Das bedeutendste dieser Kalkvorkommen erstreckt sich längs der Küste der südlichen Minahassa von Belang nahezu kontinuierlich bis an den Bujatfluß westlich Totok; von ihm wird weiterhin noch ausführlicher zu reden sein. Aus der Fossilführung wie aus dem Verhalten zu den altmiocänen goldführenden Hornblendeandesiten läßt sich der Schluß ziehen, daß diese Kalke älter als miocän, vermutlich oligocän sind.

Es folgen sodann die bereits mehrfach erwähnten Hornblendeandesite bzw. Konglomerate, die Koperberg (67, pag. 30) nach dem Vorgange Fennemas als Aequivalente der altmiocänen Breccien-

1) Die von Koorders (65, pag. 74, 82) erwähnten Gneise aus der südwestlichen Minahassa sind nach Rinne Glimmerandesite (118 u. 34, pag. 154).

etage Javas angesehen hat. Wo diese Hornblendeandesitgesteine mit den Orbitoidenkalken in direkte Berührung treten, erweisen sie sich in der Tat als jünger. Sie bilden vermutlich in der ganzen Minahassa den Untergrund der jungen vulkanischen Aufschüttungsprodukte, die, soweit bekannt, fast ausschließlich aus Augitandesit und Uebergängen zum Feldspatbasalt bestehen (Rinne, 119, pag. 482). Infolge dieser jungen Ueberdeckung treten die tertiären Hornblendeandesite im mittleren und östlichen Teile der Minahassa kaum zutage; die größte oberflächliche Verbreitung besitzen sie naturgemäß im Südwesten, wo sich allmählich der ältere Untergrund heraushebt; hier, auf dem Plateau von Poigar, sitzen den tertiären Andesitmassen nur noch vereinzelte junge Vulkanmassive mit vorwiegendem Augitandesitmaterial auf; einer derselben ist der bereits erwähnte Ambang.

Sedimentäre Bildungen jüngeren Alters als die Orbitoidenkalke, die wir nach dem Orte ihrer Hauptverbreitung kurz als Totokkalke bezeichnen wollen, sind in der Minahassa nur sehr spärlich vorhanden. Abgesehen von den rezenten Flußbildungen und dem Altseeboden des Tondanosees im Herzen der Minahassa, den namentlich längs der Nordwestküste und auf den benachbarten Inseln sich hinziehenden jungen Karangs (vgl. Koorders, 65, t. 19) sind nur vereinzelte Vorkommnisse bekannt. In der Bucht von Menado liegen Mergelsandsteine und Breccien mit Muscheln und Krebsresten, die von K. Martin (91, pag. 362), J. G. de Man (90, pag. 254) und neuerdings noch von M. Schepmann (133) beschrieben und als quartär bestimmt sind. In der Umgebung von Sonder treten Kalke unbestimmten Alters auf, die nach ihrem petrographischen Charakter vielleicht dem Totokkalke zuzurechnen sind, ferner daselbst Kieselsinterabsätze mit Resten von Pflanzen und Wirbeltierresten, die von Koorders beschrieben worden sind (65, pag. 88); Sarasins haben dieselben gleichfalls besucht und halten diese Absätze, ebenso wie Rinne (118, pag. 327 ff.), für recente Bildungen, Absätze von kieselhaltigen Quellen in einem kleinen Seebecken (125, pag. 82).

Alles übrige wird von den jungvulkanischen Erguß- und Aufschüttungsprodukten der Minahassavulkane eingenommen, die zum Teil noch heute gelegentlich eruptiv tätig sind; in der Hauptsache befinden sie sich im Solfataren- und Fumarolenstadium. Die vulkanischen Produkte sind in erster Linie Agglomerate und Tuffe von Augitandesit, eigentliche Lavaergüsse sind dagegen selten (vgl. S. 82); die Augitandesite zeigen häufig Uebergänge zum Feldspatbasalt; zwischen Tomohon und Tondano tritt ein größerer Obsidianstrom auf, den Bücking gleichfalls den Augitandesit-Basaltgesteinen zugerechnet hat (30, pag. 252); neuerdings hat indessen Verbeek dieses Gestein untersucht und wegen seines hohen Kieselsäuregehaltes als Liparitobsidian bezeichnet (144, pag. 74, 87). Außerdem finden sich namentlich in der südlichen Minahassa auffällig hell gefärbte, dem Traß sehr ähnelnde Bimssteintuffe, die vor allem Bücking (30, pag. 251) untersucht und als das Material gewaltiger Schlammströme gedeutet hat.

Die Minahassa ist der geologisch bestbekannte Teil von Nordcelebes, wie überhaupt der ganzen Insel und hat daher schon verschiedentlich eine eingehende Darstellung gefunden. Die erste auf eigenen Beobachtungen beruhende Beschreibung von fachmännischer Seite erfolgte durch Bücking (30, pag. 249 ff.); vor ihm hatte bereits A. Wichmann (156, pag. 225 ff.) nach der älteren vornehmlich aus Reiseberichten bestehenden Literatur eine Beschreibung insbesondere der in der Minahassa bekannten Seebecken versucht. Einen weiteren Beitrag lieferte Rinne (118, pag. 327 ff.) vor allem für den südwestlichen Teil des Landes. Nächst Koorders (65) haben sodann vor allem P. und F. Sarasin eine umfassende Beschreibung der geographischen und geologischen Verhältnisse des ganzen Landes unter kritischer Benutzung der früheren Literatur gegeben (125, pag. 5 ff.; 128, Bd. 1. pag. 1 ff.).

Ich kann mich hier daher auf eine kurze Darstellung des Vulkanlandes beschränken, soweit sie

zur allgemeinen Orientierung erforderlich ist, und werde dabei die vereinzelten Beobachtungen, die ich selbst während einer achttägigen Fahrt durch die Minahassa im Juli 1908 machte, gelegentlich einflechten.

Die Minahassa hat eine Längserstreckung von etwa 140 km und eine mittlere Breite von ca. 45 km. Durch zwei quer zur Längsachse verlaufende Senken wird das ganze Land, das namentlich im mittleren und westlichen Teile ein ausgesprochenes Hochplateau darstellt, in drei Abschnitte zerteilt. Die östliche dieser Senken verläuft von Menado nach Kema und steigt auf der Wasserscheide bei Ajermadidi bis 233 m Meereshöhe an. Die durch diese Senke und durch die Buchten von Menado und Kema abgetrennte östliche Halbinsel, nach ihrer Haupterhebung, dem 2018 m hohen Klabat, zugleich dem höchsten Vulkan der Minahassa, auch als Klabathalbinsel bezeichnet, besitzt einen verhältnismäßig flachen Sockel, dem an größeren Erhebungen nur der Klabat, der Dua Sudara und die Tongkoko, Batu-Angus-Gruppe aufgesetzt sind.

Der Klabat nimmt die bei weitem dominierende Stellung ein; der schöngeschwungene Kegel sendet seine letzten Ausläufer bis nach Menado im Westen und Kema im Süden; sie bilden die Wasserscheide bei Ajermadidi. Sarasins berichten (125, pag. 9), daß nach alten Sagen der Eingeborenen die Vulkane der östlichen Minahassa einst einzelne Inseln bildeten, die erst später mit dem Festland verbunden wurden; wenn es auch zweifelhaft sein mag, daß der Mensch noch Zeuge dieser Verbindung mit dem Festland gewesen ist, so ist doch als sicher anzunehmen, daß die Klabathalbinsel erst in jüngster geologischer Vergangenheit durch die vulkanischen Aufschüttungsprodukte vor allem wohl des Klabat mit dem Festlande verwachsen ist. Denn nirgend sind längs der Senke ältere vulkanische Gesteine bekannt geworden, die auf eine schon frühere Landverbindung deuten.

Dem Klabatkegel sind im NW wie im SO verschiedene Parasiten aufgesetzt; letztere kommen am Profil des Berges besonders deutlich auf der Fahrt von Menado nach Tomohon in der Gegend von Lotta zu Gesicht (Taf. VII, Fig. 2). Der Vulkan besitzt noch einen deutlichen Krater (vgl. Sarasins, 125, pag. 7, 8); gleichwohl ist von einer Tätigkeit in historischer Zeit nichts bekannt, nur Dampfexhalationen zeigen sich in großer Zahl an seinem Kraterrande. Das Eruptionsmaterial ist wie allgemein bei den jungen Vulkanen der Minahassa in der Hauptsache Augitandesit mit Uebergängen zum Feldspatbasalt.

Oestlich des Klabat erhebt sich der zweispitzige Dua Sudara[1]) mit 1360 m Höhe; Sarasins glauben die zweigipflige Form als einen alten zerstörten Sommarand und einen daneben sich erhebenden jüngeren Vulkankegel auffassen zu können; sicher ist wohl, daß der Sudara älter als der Klabat ist, da ihm ein Krater bereits fehlt (Sarasins, 125, pag. 12, 13).

Am äußersten Ostende der Minahassa erhebt sich der Tongkoko, der noch im 19. Jahrhundert wieder zu zeitweiliger heftiger Tätigkeit erwacht ist. An seinem Südostrande bildete sich 1801 ein Parasit, der Batu Angus[1]), und im Jahre 1821 türmte sich abermals östlich davon, unfern der Lembe-Straße ein zweiter Parasit auf, der Batu angus baru[1]), der noch heute allen Reisenden, die das Kap Lembe umfahren, wegen seiner idealen Kegelgestalt und des Fehlens allen Pflanzenwuchses in die Augen fällt. Die genannten Parasiten sind auch später, wie Nachrichten aus den 80er Jahren beweisen, wieder tätig gewesen (vgl. Sarasins, 125, pag. 14 ff.).

Nordwestlich der Tongkokogruppe läuft die Klabathalbinsel in zwei mit Bergrippen gekrönte Vorsprünge, Kap Puisan und Kap Bohoi, aus, in deren Verlängerung die beiden langgestreckten Inseln Talisse und Bangka liegen; es fehlen diesen Gebirgsrippen Vulkanformen, und wohl aus diesem

1) Dua Sudara malayisch = zwei Geschwister; Batu angus = brennender Stein; baru = neu.

Grunde verzeichnet Verbeek (144, t. 2) hier tertiäre Andesite, ohne allerdings Angaben über die Zusammensetzung des Eruptivmaterials zu geben; immerhin wäre es nicht unmöglich, daß hier der ältere aus Hornblendeandesiten bestehende Untergrund der Minahassa wieder zum Vorschein kommt.

Das gleiche Alter nimmt Verbeek a. a. O. für die die Ostküste begleitende langgestreckte Insel Lembe an, in deren nach W gekrümmtem, steil abbrechendem Grate er den Rest eines alten, zum größten Teil zerstörten Kraterrandes vermutet. Dem scheint allerdings zu widersprechen, daß gerade die Ostseite der Insel, wie schon Graafland (52, Bd. 1. pag. 22) erwähnt, in schroffen Felsen bis zu großer Meerestiefe abfällt (vgl. auch die Karte von Niermeyer und Taf. VIII, Fig. 1); es verläuft demnach an der Außenseite und nicht, wie man vermuten sollte, an der Innenseite der Insel ein steiler Bruchrand.

Erwähnt sei noch, daß von den Inseln nördlich der Bucht von Menado der schroff aus dem Meere aufragende Menado tuwa nach A. B. Meyer, der ihn besuchte, ein Vulkan ist (102). Ferner haben Sarasins noch in verschiedenen Erhebungen der Klabathalbinsel Vulkanformen zu erkennen geglaubt.

In der Richtung der Längsachse der Minahassa reiht sich nach NO der Archipel der Sangi und Talauer Inseln mit gleichfalls noch tätigen Vulkanen an; sie bilden eine Verbindungsbrücke nach der Philippineninsel Mindanao (vgl. Bücking, 35); durch sie hat Suess (139, Bd. 3. Teil 1. pag. 297. t. 11) eine seiner Vulkanlinien von den Philippinen über die Minahassa bis in die Tominibucht gelegt (vgl. auch unten S. 108).

Es folgt der mittlere Teil der Minahassa, zwischen der Menado-Kemasenke und der Depression, die längs der Flüsse Ranowango und Melompar von der Bucht von Amurang nach Belang läuft. Dieser Abschnitt bildet ein namentlich nach der SO-Seite zur Molukkensee steil abfallendes Hochplateau von ca. 700 m Höhe, das Plateau von Tondano, so genannt nach dem Tondanosee im Zentrum des Plateaus. Der Hochfläche sind eine Reihe von Bergen aufgesetzt, im Osten zunächst die Lembeankette mit steilem Abfall zum Seeufer; sie bildet die Wasserscheide gegen die Molukkensee. Im Westen liegen zwei Hauptberggruppen, die Vulkangruppe des Lokon im NW, die Soputangruppe im Süden. Am vollständigsten ist der Abschluß des Plateaus im Süden; hier lehnt sich die Soputanberggruppe unmittelbar an den Südausläufer der Lembeankette (die Berge Kaweng, Simbel, Kawatak, Potong) an, und die Paßhöhe zwischen beiden, über die die Straße von Langowan nach Belang läuft, erreicht die Höhe von 920 m. Auch nach Norden ist der Abschluß des Plateaus ein ziemlich vollständiger, da sich hier zwischen die Lokongruppe und die Lembeankette eine Reihe von kleinen Vulkanen einschaltet, die wir als Rumengan-Masaranggruppe bezeichnen können. Zwischen ihr und dem Lokon steigt die Paßhöhe bis über 800 m bei Kakaskassen an; im Osten hingegen zwischen ihr und der Lembeankette liegt der tiefste Punkt des Plateaus, Tondano mit ca. 690 m Meereshöhe; hier tritt der Tondanofluß, der Abfluß der Niederschläge des Plateaus, aus dem See aus und fließt durch die schluchtartige Einsattelung zwischen beiden Höhen der Menado-Kemasenke zu.

Weit geöffnet ist das Plateau zwischen der Lokon- und Soputangruppe, also nach der Westseite hin; es entströmt ihm hier der zur Bucht von Amurang fließende Nimanga sowie der Pentu und einige kleinere Küstenflüsse. Die Wasserscheide zwischen diesen Flüssen und dem Zuflußgebiet des Tondanosees wird von einer Reihe kleinerer Vulkankuppen gebildet, die wir im Gegensatz zu den bisher aufgezählten, der „äußeren Reihe“, als eine „innere Reihe“ bezeichnen können. Zu ihr gehören der Tampussu, Lowu, der Lahendongkrater Lengkoan, Sinapi und Tempung. Eine sehr klare Darstellung dieser ganzen Minahassavulkane gibt die Karte von Sarasins (Bd. 4. t. 11), auf die hier verwiesen sei.

Besonderes Interesse hat von jeher der Tondanosee beansprucht, der mit seiner großen

Wasserfläche und seinen breiten im SW und NO sich ausbreitenden Altseeflächen das ganze Innere des Hochplateaus einnimmt. Seine Wasserfläche besitzt heute noch eine Länge von 12 km und eine Breite von durchschnittlich 4—5 km; dabei beträgt die Tiefe nach Koorders' Feststellung nur 28 m (65, pag. 56). Die breiten Altseeflächen deuten darauf, daß der See in früherer Zeit noch erheblich größere Ausdehnung besessen hat, um so mehr muß die geringe Tiefe des Seebeckens ins Auge fallen. Recht weit gehen die Ansichten über die Bildung desselben auseinander. Die älteste, schon vom Gouverneur Padt-Brugge (109) und späterhin von Dumont d'Urville (41, pag. 453) geäußerte Ansicht war, daß das Meer von Tondano ein Kraterbecken darstelle. Wichmann hat sich dann in seiner oben erwähnten Arbeit (156, pag. 225 ff.) unter Hinweis auf die geringe Tiefe des Beckens und die Natur der umgebenden Berge dahin ausgesprochen, daß der See ein Stausee sei, gebildet durch Tuffaufschüttung der Vulkane an seiner nordwestlichen Umrahmung. Nach und nach hat sich der Abfluß des so gebildeten Sees wieder in den Tuffriegel eingesägt und arbeitet ständig weiter an der Verkleinerung des Seebeckens, das in nicht allzuferner Zukunft ganz trocken gelegt werden wird. Indessen steht mit dieser Erklärung meiner Ansicht nach eine Tatsache nicht recht in Einklang; zwischen Tondano und Ajermadidi überwindet der Tondanofluß auf einem 15 km langen Laufe nicht weniger als 450 m Höhendifferenz, zum Teil in mächtigen Wasserfällen, deren schönster der 28 m hohe Wasserfall von Tonsealama (Taf. VII, Fig. 1) ist. Wie haben sich diese doch nur aus weichen Tuffmassen bestehenden Steilabstürze bilden können, wenn sich der Fluß nach und nach in sie eingeschnitten hat?

Der Wichmannschen Erklärung hat sich auch Bücking auf Grund seiner Beobachtungen angeschlossen, während K. Martin (96, pag. 276) die Möglichkeit äußert, daß der See ein alter, durch Hebung des Landes vom Meere abgetrennter Meeresteil sein könnte. Wichmann hat diese Ansicht bereits durch den Hinweis auf das jugendliche Alter der Fauna des Sees widerlegt, auch fehlen in der Umgebung desselben alle Spuren früherer Meeresbedeckung, wie wir sie am Limbottosee fanden, ganz von der Hand zu weisen scheint mir indessen der Gedanke einer Hebung des Plateaus — nicht aus dem Meere — und damit einer Abdämmung des Sees nicht zu sein; dieselbe kann noch in ganz jugendlicher Zeit vor sich gegangen sein, wie Bücking auch an anderen Stellen der Minahassa vermutet hat (30 pag. 258; 34, pag. 188). Bei Annahme einer solchen jungen, raschen Hebung des östlichen Teiles der Tondanomasse wäre zugleich eine Erklärung für den kaskadenartigen Lauf des Tondanoflusses gegeben.

Mit der Feststellung, daß der Tondanosee ein Stau- bzw. Abdämmungssee ist, wird indessen nur die eine Seite der alten Frage berührt, ob das heutige Plateau des Tondanosees an der Stelle eines alten riesenhaften Tondanokraters liegt. Diese Frage ist von Wichmann wie von Bücking verneint worden, und ihnen haben sich Sarasins dann angeschlossen, die in der Tondanofläche gar eine Mulde zwischen den Antiklinalen des Lembeangebirges und einer nordwestlich des Sees laufenden Antiklinale sehen wollten.

Neuerdings ist nun aber Verbeek (144, pag. 95), wohl veranlaßt mit durch eine von Koorders entworfene Karte dieses hypothetischen Tondanokraters, der freilich im Text dann wieder gestrichen wird (65, pag. 55 u. Taf. XI), zu der Ueberzeugung gelangt, daß der Tondanosee doch umschlossen werde von den Resten eines Riesenkraters, der nicht weniger als 27 km Durchmesser besessen haben muß; erhalten sei von ihm nur das östliche Kraterstück im heutigen Lembeangebirge, während die Westseite — bis auf wenige Reste vielleicht — zerstört und von jungen parasitären Vulkanen (der Soputan- und Lokongruppe, sowie von der „inneren Gruppe") überdeckt sei.

Damit rückt das Lembeangebirge für die Beurteilung der Entstehung der Tondanohochfläche in

den Vordergrund der Frage, und soweit ich aus den Mitteilungen in der Literatur und eigenen Beobachtungen zu beurteilen vermag, glaube ich auch, daß in dieser Kette, die in ihrem Hauptteile von vulkanischer Natur nichts mehr zeigt als die vulkanischen Gesteine, aus denen sie besteht, der Schlüssel für die Aufklärung des Tondanoplateaus zu suchen ist.

Leider ist gerade das Lembeangebirge, das sich mit seinem ziemlich ungegliederten Kamm bis zu 1100 m Meereshöhe (400 m über den Tondanosee) erhebt, wegen seiner Unzugänglichkeit noch recht wenig erforscht. So finden sich denn auch über seinen Aufbau die widersprechendsten Angaben. Wichmann beschreibt es als „einen Andesitrücken, der der Produkte eruptiver Tätigkeit entbehre“ (156, pag. 225 ff.). Diese Angabe ist freilich schon von Bücking berichtigt worden (30, pag. 252); nach ihm treten allenthalben am Seeufer ungeschichtete, grobe Konglomerate und Schlackenagglomerate auf, teilweise mit intensiv roter Farbe. Solche rot gefärbten Bomben werden weiterhin von Sarasins bei Eris am Ostufer des Sees genannt, ebenso von Rinne (119, pag. 493). Sie sind an der neuen Straße von Tondano nach Kakas, die am Fuße des Gebirges oft hart am Ufer des Sees entlang führt, in verschiedenen guten Aufschlüssen entblößt. Sarasins vermuteten infolgedessen in der Lembeankette eine Reihe einzelner Vulkane (125, pag. 75). Endlich führt Koperberg an (68, pag. 118), daß er auf mehreren Ueberquerungen der Lembeankette Andesitbreccien angetroffen habe, die er auf seiner Karte der südlichen Minahassa mit den Breccien des Altmiocäns vereinigt. Diese alten Breccien auf der Höhe des Lembeankammes sollen nach seiner Ansicht beweisend gegen die Kraternatur des Gebirges sein.

Verbeek schließt indessen a. a. O. gerade umgekehrt aus diesen Feststellungen Koperbergs, daß ihm die Breccien auf dem Kamme des Lembeangebirges beweisend für die Existenz eines tertiären Tondanovulkanes zu sein scheinen. Nun ist allerdings klar, daß die alten Breccien auf dem Kamme des Lembeangebirges nicht für sich allein schon den Beweis für die Kraternatur der Kette bilden können, da sie wohl überall in der Minahassa den Untergrund der jüngeren Aufschüttungen bilden werden. Vielleicht aber sind andere Beobachtungen geeignet, die Frage näher zu beleuchten.

Rinne (120, pag. 128) hat gelegentlich die Vermutung angedeutet, daß die gewaltigen, meist hellgefärbten Bimssteinmassen, die von ihm und Bücking am Süd- und Ostabhang des Gebirges in großer Verbreitung nachgewiesen sind, und die von beiden Forschern als große Schlammströme gedeutet wurden, vielleicht aus einem alten Eruptivzentrum inmitten des Tondanobeckens entstammen und von hier über die Ränder des Plateaus nach allen Seiten abgeflossen sind. Diese Bimssteine ruhen auf Andesitkonglomerat, wie Bücking bei Rumbia östlich von Belang feststellen konnte (30, t. 16. pag. 252 ff.) und wie sich auch auf dem Wege von Ratahan nach Belang beobachten läßt. Andererseits ruhen die dunklen Schlackenagglomerate und gelegentlich auch Augitandesitdecken, also die jüngere Eruptionsfolge, wie ich südlich vom G. Potong nördlich Ratahan feststellen konnte, auf den genannten hellen Bimssteintuffen.

Dieselben hellgefärbten und gelegentlich geschichteten Bimssteintuffe bilden nach Koperberg (73, pag. 115, 116) den Untergrund des ganzen jüngeren Soputanmassivs, sie fehlen auch in der Schlucht von Tonsealama an der Straße von dem genannten Orte nach Ajermadidi nicht; auch hier ruhen offenbar die jüngeren Agglomerate und Augitandesittuffe auf ihnen, ebenso, wie die Bimssteintuffe nach Bücking (30, pag. 251) längs des Menadoflusses die Unterlage der jüngeren Aufschüttungen bilden. Endlich möchte ich noch eine Beobachtung anführen, die ich an der Straße von Tondano nach Kakas kurz vor Eris machte, also unmittelbar am Westfuße des Lembeangebirges. Hier kommen in einem Aufschluß an der Straße unter den bereits genannten dunklen und rot gefärbten Agglomeraten, die ziemlich steiles

Einfallen der Schichtung nach Osten, also bergwärts erkennen lassen[1]), helle Bimssteintuffe, ganz ähnlich denen unterhalb Ratahan, zum Vorschein; über den ganzen vulkanischen Produkten lagert noch ein hellgelber, lößartiger Lehm.

Es hat sonach den Anschein, und das wäre für die weitere Forschung eine gewiß nicht unwichtige Frage, daß die hellen Bimssteintuffe in der ganzen mittleren Minahassa ein weitverbreitetes Eruptionselement bilden, das auf den älteren — tertiären — Andesitbreccien auflagert und von den jüngeren Bildungen vorwiegend Augitandesitlaven, Tuffen und Schlackenagglomeraten, überlagert wird. Sollte sich auch auf der Westseite des Plateaus nachweisen lassen, daß sich zwischen die älteren, bei Amurang im Nimangatal zutage kommenden tertiären Andesitbreccien und die jüngeren Aufschüttungen der Lokongruppe und der inneren Vulkangruppe, wie am Soputanmassiv, jene hellen Bimssteinmassen einschalten, so würde damit die Rinnesche Mutmaßung von einem alten Schlammeruptionszentrum in der Tondanosenke mehr und mehr an Wahrscheinlichkeit gewinnen und die Frage des Verbeekschen Riesenkraters, wenn auch in anderem Sinne, in ein neues Licht gerückt werden. Auch Koperberg weist neuerdings (73, pag. 115, 116) auf den Gegensatz zwischen der älteren Bimssteinstufe und der jüngsten Andesitagglomeratstufe hin; er sieht hingegen die mögliche Quelle der Bimssteineruptionen in alten Vulkanen im Untergrund des Soputangebirges.

Noch manche weitere Frage läßt sich nach dem Gesagten aufwerfen. Wie kommt es, daß die jungen Agglomerate am Westfuße des Lembeangebirges, wie erwähnt wurde, nach Osten also vom See abfallen? Es muß offenbar ursprünglich eine Fortsetzung dieser Aufschüttungsprodukte über das Plateau des Sees hinaus existiert haben, und demnach stellt der Kamm des Lembeangebirges, das seinen Steilabfall zur Westseite, also zum See hat — auch das spricht gegen die oben zitierte Auffassung von Sarasins — nur den Rest eines früher viel größeren Vulkangebirges dar. Ob nun freilich dieser steile Westhang einen alten inneren Kraterrand vorstellt, wie es der Vorstellung Verbeeks entsprechen würde, ist damit noch nicht entschieden; denkbar wäre auch, daß ein junger Bruchrand längs des Seeufers läuft; für letztere Annahme spricht vielleicht das auffällige Aufragen der tertiären Breccien auf dem Kamm des Lembeangebirges in schmalen Bändern, wie sie Koperberg auf seiner Karte verzeichnet. Diese Breccien fehlen dem westlichen, viel tiefer gelegenen Teile des Tondanoplateaus und treten erst jenseits des Nimangatales wieder hervor, hier sogar unterlagert von dem Diabasgebirge. Die Lagerungsverhältnisse im Nimangatale sind offenbar auch auf eine Bruchzone zurückzuführen, und es liegt der Gedanke nahe, auch die tief eingeschnittene Bucht von Amurang durch diese Bruchspalten entstanden zu denken. Im Profil (Taf. X, Fig. 1) habe ich den Versuch gemacht, diese Verhältnisse darzustellen. Erwähnt sei noch, daß die Bruchspalten, soweit sie sich überhaupt in der Minahassa vermuten lassen, nicht der hier nach NO gerichteten Inselachse zu folgen scheinen, sondern vielmehr noch die weiter westlich dominierende W—O-Richtung erkennen lassen. Wir dürfen solche Bruchspalten außer im Nimangatal wohl auch zwischen den aus der älteren Diabasunterlage bestehenden Inseln der Küste bei Belang und dem aus jüngeren Bildungen bestehenden Festlande vermuten; die Bucht von Totok scheint gleichfalls solchen Bruchlinien zu folgen, endlich der erwähnte Steilabbruch der Insel Lembe[2]).

1) Es ist dies zugleich ein Beweis gegen die Sarasinsche Anschauung, daß das Lembeangebirge von Reihenvulkanen gebildet wird (125, pag. 75 u. 79).

2) Eine Ausnahme würde nur der Westabbruch des Lembeangebirges bilden, der in SSW—NNO-Richtung zu verlaufen scheint.

Anhangsweise möchte ich hier mit einigen Worten die neueren Ausbrüche im Soputangebirge streifen, wenngleich es im übrigen über den Rahmen dieser Ausführungen hinausgeht, eine eingehendere Beschreibung der Minahassavulkane zu geben, zumal sie bereits in mustergültiger Form in dem großen Werke P. und F. Sarasins enthalten ist.

Bei meiner Besteigung des Soputan im Juni 1909 beobachtete ich in der Senke zwischen dem Soputan und der Kelelondeisomma einen flachen Lavakegel, über den ich bereits an anderer Stelle (18, pag. 193, und 19, pag. 665) berichtet habe, da mir das Vorkommen dieser Lavamasse in Anbetracht der Seltenheit von Lavaergüssen unter den vulkanischen Erscheinungen der Minahassa sehr bemerkenswert erschien, und Nachrichten über den Ausbruch in der Fachliteratur noch nicht veröffentlicht waren. A. Wichmann glaubte, meine Angaben anzweifeln zu müssen, und suchte den Nachweis zu erbringen, daß dieser Lavaausbruch nichts weiter sei, als unbedeutende Schlamm- und Aschenauswürfe von benachbarten Solfataren bezw. Schlammpfuhlen, über die einige Berichte zu seiner Kenntnis gekommen waren (162 u. 163).

Inzwischen hat Koperberg (73) einen weiteren Beitrag zur Frage der Soputanausbrüche veröffentlicht, wobei er sich bezüglich des fraglichen, letzten Ausbruches im wesentlichen auf Beschreibungen stützt, die von einem Hilfsprediger Dr. theol. Schoch in Sonder (Minahassa) teils in einer Malayischen Zeitung Menados (vom 15. Sept. 1906) veröffentlicht, teils Herrn Koperberg direkt mitgeteilt sind. Diese Angaben des Herrn Dr. Schoch bilden nun, trotz der manchmal unklaren und wenig wissenschaftlichen Ausdrucksweise, eine einwandfreie Bestätigung meiner Angaben, daß es sich bei dem Ausbruche zwischen Soputan und Kelelondei um einen echten Lavaausbruch handelt.

Aus der Beschreibung (vgl. hierzu 73, Karte pag. 125) geht zunächst hervor, daß die Tätigkeit im Juni 1906 mit der Bildung eines Kraters und dem Ausblasen von Asche begann. Erst dann erfolgte das Hervorstoßen der Lavamasse, die im September 1906 bereits eine Länge von über 1000 m und eine Höhe von 150 m an der Stelle des zuerst gebildeten Kraters besaß. Neben dem Hauptkrater soll damals vorübergehend etwas weiter südlich sich noch ein zweiter kleiner Krater gebildet haben. Von beiden Kratern war zur Zeit meines Besuches im Juni 1909 nichts mehr zu sehen; sie hätten mir unmöglich entgehen können, da ich die ganze Lavamasse von einem ca. 400 m höheren Standpunkte, dem Soputangipfel, überschaut habe. Da mir als Datum für den Ausbruch, bei dem die Lavamasse ohne irgendwelche weit vernehmlichen Geräusche oder Beben ausgestoßen wurde — nur der Feuerschein wurde nachts in Langowan gesehen — der 18. Juni 1908 angegeben ist, so möchte ich, zumal für mich kein Grund vorliegt, an dieser Angabe meiner Führer zu zweifeln, annehmen, daß 1908 ein erneuter, erheblicher Nachschub von Lava an der Stelle des Ausbruches von 1906 stattgefunden hat. Hiermit steht auch in Einklang, daß sich die Lavamasse nach meinen Beobachtungen 1909 weiter nach Süden, in die zum Manimporok laufende Senke, hinabzieht, während sie nach der Koperbergschen Kartenskizze (a. a. O. pag. 125) entsprechend dem Zustande im Herbst 1906 noch nördlich der Wasserscheide liegt, die den Pentubach von der zum Manimporok führenden Senke trennt. Diese Wasserscheide existiert demnach in der alten Form nicht mehr; die ursprünglich nördlich der Wasserscheide emporgedrungenen Auswurfsmassen sind bei den späteren Nachschüben über dieselbe nach Süden übergetreten.

Was nun die Auswurfsmassen selbst betrifft, so nimmt Koperberg nach der Beschreibung von Dr. Schoch an, daß es sich um Aschen- und Blockmassen, einen „Sinterstrom" handle, der bereits in der Tiefe erstarrt sein soll und langsam emporgeschoben wurde. Seine Quelle gibt indessen an, daß die Sinterblöcke bis über 2 Faden Größe erreichen, daß die Auswurfsmassen von tiefen Furchen — offenbar den von mir (19, pag. 667) beschriebenen Spaltenrissen — durchschnitten sind, und das Ganze sich ausbreite wie die Wellenringe, die ein ins Wasser fallender Stein erzeuge. Nach dem Ausbruch im Juni 1906 war die am Rande wie eine hohe Wand stehende Masse der „Steine" noch im August desselben Jahres so heiß, daß ein Betreten derselben unmöglich war.

Daß Herr Dr. Schoch diese Blockmassen für lose Steinmassen hielt — Asche scheint nur eine ganz untergeordnete Rolle gespielt zu haben — ist wohl kein Wunder, unbegreiflich erscheint es mir aber, wie Koperberg nach dieser Beschreibung noch zweifelt, daß es sich bereits bei dem Hauptausbruch von 1906

um einen echten Blocklavastrom gehandelt hat, selbst abgesehen von der Beschreibung, die ich späterhin davon gegeben habe. Er schreibt vielmehr (a. a. O. pag. 278): „Mit genügender Sicherheit kann aus den Berichten festgestellt werden, daß die Masse beim Zumvorscheinkommen nicht im fließenden Zustande sich bewegte: die Versinterung hat unterirdisch stattgefunden. Die Erscheinung bildet hierin, sowohl in der Weise des Ausbruches wie der Fortbewegung, die wir uns auch mehr als ein Uebereinanderhinrollen denn als eine durch Strömung entstandene Fortbewegung zu denken haben, eine Wiederholung . . .“

Mir bleibt bei einer solchen Vorstellung unverständlich, wie die bis 4 m im Durchmesser messenden Blöcke derartig übereinander gerollt sein sollen, da sie einen ganz flachen Kegel mit ganz regelmäßig angeordneten Spaltrissen bilden und selbst noch am Rande in steiler Wand anstehen, wenn anders nicht unter dem Koperbergschen „Sinterstrom“ eben dasselbe verstanden werden soll, als was ich es bezeichnet habe, ein flacher Kegel von Blocklava, die sich an der Oberfläche in zähflüssigem Zustande langsam ausgebreitet hat, wobei die erstarrte Oberfläche bei der Fortbewegung zerbarst und an den steilen Rändern allmählich eingerollt wurde. Darauf deuten die steilen Ränder des Kegels, die regelmäßigen Spaltrisse und die Feuererscheinungen, die namentlich bei dem Ausbruche im Juni 1908 wahrgenommen wurden.

Die gesamte 1906 ausgestoßene Lavamasse berechnet Koperberg nach den ihm gemachten Angaben zu etwa 10 Millionen cbm. Nach dem wahrscheinlich späterhin noch erfolgten Nachschube dürfte sie mithin erheblich größer sein.

Damit schließe ich die von A. Wichmann ins Leben gerufene Diskussion über den Lavaausbruch am Fuße des Soputan, auf den in der Fachliteratur hingewiesen zu haben, ich auch weiterhin für mich in Anspruch nehme. Zu den übrigen Bemerkungen Koperbergs (a. a. O. pag. 281) will ich nur noch hinzufügen, daß ich den Namen Kelelondei in meinen oben zitierten Beschreibungen allerdings im Sinne von Sarasins gebraucht habe, aber nicht in dem Sinne, den Koperberg den genannten Forschern unterlegt. Sarasins bezeichnen als Kelelondei nicht nur Koperbergs Sempu, sondern auch die den Sempu umgebende Somma (Kelelondeisomma), die nach ihnen aus den Teilen Rindengan und Sempu besteht, wie bei Sarasins (125, pag. 68) nachzulesen ist. Der Koperbergsche Rücken Ketengen, den ich übersehen haben soll, ist aber nichts weiter als der Westrand dieser Kelelondeisomma, also der Kelelondei, von dem ich a. a. O. spreche, und alle daran anschließenden Bemerkungen hätte sich Koperberg füglich sparen können, zumal ihm bekannt war, daß ich den in der Senke gelegenen Lavakegel ebenso wie den Kelelondeirand (alias Ketengen) von einem mehrere hundert Meter höheren Standpunkte in unmittelbarer Nähe überschaut habe.

Wir kommen zum dritten, dem südwestlichen Abschnitt der Minahassa; heben sich schon auf der Südwestseite des mittleren Teiles mehr und mehr die älteren Bildungen unter den jungvulkanischen Gesteinen heraus, so treten letztere hier sogar in den Hintergrund.

Die Grenze der älteren Hornblendeandesitbreccien gegen die jüngeren vulkanischen Produkte läßt sich nach Koperberg (67, pag. 30 ff.) geradezu nach der orographischen Gestaltung der Berge ziehen; dort, wo echte Vulkanformen verschwinden, kommt die ältere Breccie zutage; die Grenze fällt nach der mehrfach erwähnten Koperbergschen Karte ungefähr mit der Depression des Melompar- und Ranowangoflusses zusammen.

Das westlich dieser Senke sich erhebende Gebirgsmassiv, das wir schon weiter oben als Poigarmassiv bezeichnet haben, wird durch den Poigarfluß in zwei ungefähr quer zur Inselachse verlaufende Bergzüge geteilt, deren östlicher im Süden Manembogebirge heißt, während die westliche Kette, der unter anderem der Ambangvulkan angehört, als Sarratusgebirge bezeichnet wird; sie wird im Westen von der Ongkagdepression begrenzt.

In die östliche Kette schneidet von NO ein großes Flußgebiet ein, der bei Amurang in die See mündende Ranoiapo mit seinem Hauptnebenfluß Sekujang; er trennt das vorwiegend aus altmiocänen Breccien bestehende Manembogebirge von dem jungvulkanischen Massiv des Lolombulan im Norden.

Geschlossener ist die Wasserscheide des Poigarflusses gegen das Ongkagtal, eben das Sarratusgebirge, das in seinem Sockel aus altmiocänen Breccien besteht, aber darüber eine jungvulkanische Ueberdeckung, den Ambangvulkan, trägt. Auch an der Küste zwischen der Poigarmündung und Mongondow ruhen noch junge Vulkanprodukte auf den älteren Breccien, sie rühren nach Koperberg vermutlich von der Eruption des Lolombulanmassivs (Lolombulan und Sinangsajang) her. Das Plateau von Poigar zwischen diesen beiden Gebirgsrücken bildet eine ca. 1000 m hohe, mit Alluvionen zum Teil erfüllte Hochfläche (Koperberg, 67, pag. 32) mit einer Reihe von Seen, deren größter der Danausee in ca. 1000 m Meereshöhe ist (Koperberg, 66, pag. 589 ff.). Die Hochfläche um diesen See stellt allem Anschein nach einen alten Seeboden dar, der durch die Aufschüttungsprodukte des Ambangvulkanes vermutlich in gleicher Weise wie der Tondanosee aufgestaut ist. Südwestlich des Danausees liegt im Ambanggebirge noch ein kleiner See, Paja Paja, in 1200 m Meereshöhe, der wegen seiner Form von Koperberg (68, pag. 118) als Kratersee bezeichnet wird. Der unterhalb des Danausees gelegene See Iloloi, über den Sarasins (125, pag. 98) nach den Reiseberichten von Schwarz und de Langes (137) einige Mitteilungen machen, dürfte ebenso wie der östlich des Poigarflusses gelegene kleine See Mokobang ein durch Aufstau gebildeter Flachsee sein (vgl. Sarasins a. a. O. pag. 97, 98; 128, Bd. 1. pag. 82).

Wichtig ist nun, daß in dem schluchtartigen Mittellaufe des Poigar unterhalb des Iloloisees zunächst Foraminiferenkalke und dann, also offenbar die Kalke unterlagernd, Schiefertone mit gelegentlichen Pflanzenresten auftreten, während die Gebirge zu beiden Seiten aus altmiocänen Breccien bestehen (Koperberg, 69, pag. 163). Die Schiefertone dürfen wir wohl mit den gleichfalls pflanzenführenden Gesteinen des benachbarten Ongkagtales identifizieren (vgl. S. 73), die darüber liegenden Kalke sind offenbar mit den uns bereits im Lombaginflußgebiete mehrfach begegneten Totokkalken ident, zu denen sie auch Koperberg stellt (67, pag. 33, 34). Die gleichen Gesteine, Schiefertone wie Kalke, fand Koperberg, allerdings nicht anstehend, am Lolombulan zwischen den jungen Vulkangesteinen; sie sind vielleicht aus der Tiefe emporgerissen oder durch junge Störungen an die Oberfläche getreten, worauf das Herausragen der alten Breccien am NO-Abhang des Lolombulan nach der Karte Koperbergs (67) hinweisen könnte. Kalke fand Koperberg noch am Ranoiapo südöstlich von Pitjuan auf einem diabasähnlichen Gestein (!), das er allerdings zur Andesitbreccie stellt. Man könnte hier indessen auch an ältere Gesteine denken, etwa Vertreter der Sumalataeruptivbreccien wie bei Belang und Amurang. Endlich verdient noch hervorgehoben zu werden, daß Koorders (65, pag. 75, 76) das Vorkommen alter dachschieferähnlicher Schiefertone am oberen Ranoiapo erwähnt.

Alle diese Beobachtungen deuten auf die schon mehrfach ausgesprochene Vermutung, daß in der südwestlichen Minahassa unter der mitteltertiären Andesitkonglomeratstufe Orbitoidenkalke und unter diesen in beschränktem Maße auch Gesteine des vortertiären Untergrundes, vorwiegend wohl die Sedimente und Eruptivbildungen der Sumalatastufe, zum Vorschein kommen.

Wir wenden uns noch dem Südabfall des Manembogebirges zu, an dessen Fuß das Bergbaugebiet von Totok liegt.

### 7. Totok.

Die Umgebung von Totok hat bereits mehrfach Beschreibungen und Erwähnungen in der Literatur gefunden. Naturgemäß hat sich das Interesse in erster Linie den Golderzlagerstätten zugewandt, die hier in einem tertiären Foraminiferenkalke auftreten, also gegenüber den bisher beschriebenen gangförmigen Golderzlagerstätten von Nordcelebes einen ganz neuen Typus darstellen.

Die erste eingehende Darstellung des Goldvorkommens hat R. FENNEMA in einem Berichte an die Regierung vom 3. Juli 1897 gegeben[1]), der im Auszuge später abgedruckt worden ist im 12. Jahresbericht der Mijnbouw-Maatschappij Totok[2]). Die für das Gebiet von Totok besonders wichtigen Kalke besitzen längs der Küste nach Osten wie nach Westen ziemliche Verbreitung; sie begleiten den Totokfluß vom Gebirgsrande aufwärts bis über Totok Gunung hinaus (vgl. die kleine Kartenskizze Fig. 3). Im

Fig. 3.

Osten auf dem Wege von Belang nach Totok begegnete FENNEMA den Kalken zuerst etwa 1 km östlich des Basaänflusses, ungefähr auf halbem Wege zwischen Belang und Totok. Westlich des Totokflusses bilden die Kalke bis 500 m Höhe das Gebirge und einen Teil der Wasserscheide zwischen dem Totokfluß und dem westlich davon verlaufenden Bujat. Zum Teil indessen wird diese Wasserscheide von einem Hornblendeandesit gebildet, der auch anstehend im oberen Totokfluß wie im Bujat zum Vorschein

1) Verloop. versl. omtr. d. geol. samenst. v. h. zuid. gedeelte d. Minahasa en e. angrenz. stuk v. Bolang Mongondow.
2) Batavia 1909, bei G. Kolff.

kommt (vgl. Karte Fig. 3). Die Grenze zwischen Kalk und Andesit verläuft im Osten ungefähr dem NS gerichteten Totoktal parallel im Abstande von mehreren hundert Metern am westlichen Berggehänge; nördlich von Totok Gunung, ungefähr an der Einmündung des Dulipoga, eines rechten Seitenbaches, kreuzt die Grenze den Totokfluß.

Der Kalk ist am Wege von Belang nach Rata Totok, dem Küstenplatze an der Mündung des Totokflusses, als hell bis dunkelgrau gefärbter Kalkmergel mit völlig dichter Struktur ausgebildet; erst unter dem Mikroskop zeigen sich in diesem Gestein zahlreiche Foraminiferen. Von Rata Totok nach Totok Gunung aufwärts beginnt bereits 2 km von der Küste ein schroffes und bizarres Kalkgebirge mit vielen nackten Felsen und tiefen Schluchten, das in einzelnen scharfen Spitzen bis 500 m Höhe ansteigt. Nebenstehende Skizze, die das Bergpanorama von der Insel Pulu Babi in der Bucht von Totok nach Westen gesehen wiedergibt, zeigt deutlich den auffälligen Unterschied im Charakter der zackigen Kalkberge im Vordergrunde und der mehr sanft gewellten, aber wohl bis 1000 m höher aufragenden Andesitberge des Manembogebirges im Hinterlande von Totok (Fig. 4).

Während die mergeligen Kalke zwischen Belang und Totok noch deutliche Bankung und Schichtung erkennen lassen (Streichen O 15° S, Fallen 35° N nach Fennema), besteht das Gestein im Totoktale aus einem völlig ungeschichteten dichten splittrigen Kalke von dunkler bis gelegentlich hellgrauer Farbe, der regellos von zahlreichen Kalkspatadern durchsetzt ist. Gute Aufschlüsse in ihm finden sich an den Felsen am Totokbache und vor allem längs der neuen von der Grube angelegten Wege, so von der Ingenieurwohnung zum Tagebau Lebongan; ich beobachtete hier an verschiedenen Stellen große Querschnitte von Foraminiferen in dem sonst ganz gleichmäßig dichten Gestein; von ihnen wird weiter noch die Rede sein. Koorders (65, pag. 84) schreibt, daß der Kalk auf dem Wege von Rata Totok zur alten Mine (3 Stunden Wegs?) oft deutliche Fossilien (Muscheln) enthalte. In der Literatur findet sich sonst keine Bestätigung dieser Muschelfunde, und es ist daher wohl anzunehmen, daß eine Verwechslung mit den gelegentlich großen Foraminiferen (Orbitoiden) vorliegt.

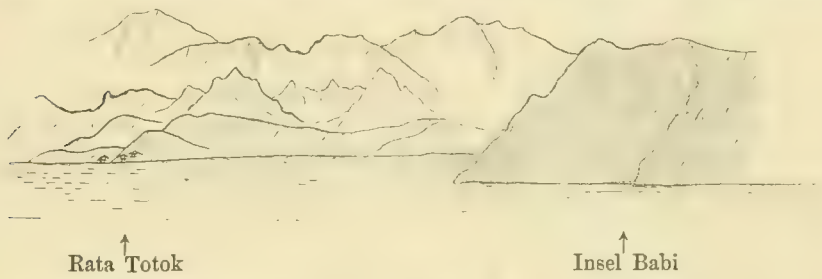


Fig. 4. Blick aus der Bucht von Totok nach W auf das Bergland von Totok.

Erwähnt sei noch, daß an zwei Stellen auf dem Wege von Rata Totok zur Grube unter dem Kalke ein graugelber mergeliger Ton in schmalen Aufbrüchen zum Vorschein kommt; man hat in ihm vielleicht das Aequivalent der Mergelkalke zwischen Belang und Totok zu sehen, so daß sich der Kalk von Totok in eine untere mergelige und eine obere rein kalkige Zone gliedern ließe[1]).

Wichtig für die Beurteilung der Goldlagerstätte sind vor allem die Beobachtungen längs des Kalk-Andesitkontaktes. Ich folge hier zunächst den Ausführungen Fennemas a. a. O. Die Lagerungsverhältnisse am Totokflusse oberhalb Totok Gunung lassen nach ihm erkennen, daß der Hornblendeandesit das Liegende des Kalkes bildet — wenngleich auch seine Angabe, daß der bankig abgesonderte Andesit ein Einfallen von 70° S erkennen lasse, hierfür wohl nicht als beweisend gelten kann —; dennoch besteht nach ihm die Möglichkeit, daß der Andesit einen jüngeren Durchbruch im Kalke bildet.

1) Vielleicht stellen die Mergeltone aber auch bereits den älteren aus Sumalatasedimenten gebildeten Untergrund dar, auf dem wir die Totokkalke am Poigar und Ongkag aufruhend fanden.

Ueber beiden, sowohl Kalk wie Andesit, folgt weiterhin die von Fennema besonders in der Minahassa studierte und dem Altmiocän Javas gleichgestellte — Andesit-Breccienstufe.

Der Goldgehalt des Totokkalkes findet sich nach Fennemas Feststellungen beschränkt auf die Stellen im Kalke, die eine starke Durchtränkung mit Kieselsäure längs zahlreichen millimeter- bis zentimeterstarken Rissen und Spalten erfahren haben. Solche Quarzadern, die bald grobkristallinischen — mit großen, die Drusenräume bekleidenden Quarzkristallen — bald feinkörnigen bis nahezu dichten Quarz enthalten, finden sich an mehreren Stellen in großer Menge, so besonders am Oberlauf des Pasolobaches (rechter Seitenbach des Totok), ferner, und zwar am ausgedehntesten, am Tohosikbergrücken westlich von Totok Gunung; hier liegen auch die wichtigsten unterirdischen Baue der Eingeborenen (Lyang), am oberen Pasolo sollen sich gleichfalls zwei alte Eingeborenen-Grubenbaue befinden.

Die neueren Aufschlüsse der Totok Maatschappij haben nun ergeben, daß die Durchaderung des Kalkes mit Quarz auf eine ungefähr NNO—SSW gerichtete Zone von 25—50 m Breite beschränkt ist, die vom Tohosik über die alten Lyangbaue bis zu den Pasoloquellen streicht. In dieser Zone liegen die jetzigen beiden Haupttagebaue Lebongan und Monitor, letzterer ungefähr in der Mitte zwischen Lebongan und den Pasoloquellen gelegen. Der Goldgehalt ist, wie schon Fennema nach den ihm gewordenen Mitteilungen feststellen konnte, an die genannten Quarzadern gebunden; schon er sprach die Ansicht aus, daß der Quarz und damit auch in Zusammenhang die Goldführung nur aus der Tiefe herstammen könne. Er schreibt a. a. O. pag. VIII:

„Das Erzvorkommen erweckt nicht den Anschein, als ob es durch Einflüsse, die lediglich dicht an der Oberfläche stattfinden konnten, entstanden sei. Die Lösungen, die die enormen Mengen von Quarz abgesetzt haben, sind wahrscheinlich aus großer Tiefe nach oben gedrungen . . . man kann ohne Gefahr ein Niedersetzen bis zum Totokflusse (ca. 220 m unter Lyang) und darunter annehmen.“ Die Ansicht, daß der Quarz und die Goldführung von dem westlich angrenzenden Andesit herrühren könne, hat indessen Fennema noch nicht ausgesprochen.

In auffälligem Gegensatz zu dieser von Fennema geäußerten Ansicht über die Natur der Totoklagerstätte steht der Erklärungsversuch, den Koperberg (67, pag. 30 ff.) gibt. Der Kalk von Totok (von ihm bereits als Orbitoidenkalk bezeichnet) ruht nach seiner Ansicht der Breccienstufe Fennemas auf, müßte also jünger als diese Stufe sein, in der von Fennema ein Aequivalent des Altmiocäns auf Java vermutet ist. Fennema hatte, wie wir sahen, im Gegensatz dazu die Breccien auf dem Kalke lagernd angetroffen. Der Kalk läßt sich in schmalem Zuge noch über den Basaän (siehe oben) bis Belang verfolgen und ist auch, wie Koperberg weiter ausführt, auf einigen Inseln bei Belang entwickelt, hier zum Teil auf Diabas ruhend, desgleichen nördlich der Wasserscheide im Ranoiapotal, am Lolombulan, am Poigarfluß, endlich auch im Lombaginflußgebiete (vgl. oben S. 73, 74, 84).

Der Kalk bildet, so heißt es dann weiter, ein infolge Erosion und jüngerer Eruptivbedeckung stellenweise nicht mehr sichtbares Foraminiferenriff um das ältere Andesitgebirge, entsprechend den Küstenlinien des Miocäns.

Zunächst ist es vielleicht fraglich, ob wohl alle nördlich der Wasserscheide, insbesondere am Lolombulan, in einzelnen Stücken aufgefundenen Kalke dieser Orbitoidenkalkstufe zuzurechnen sind. Ich erhielt nämlich in Menado durch Herrn Bergingenieur Stormer Bruchstücke von ganz frischen unveränderten Korallen, angeblich aus über 900 m Meereshöhe im Poigartal stammend. Diese Korallenkalke sind zweifellos nicht mit dem Totokkalk identisch, sondern viel jünger. Aehnliche jugendliche Korallenkalke werden auch von Bücking nach Stormer vom Poigarplateau genannt (34, pag. 174).

Ihre Lagerung zu den Andesitbreccien kann daher nicht beweisend für das jüngere Alter des Totokkalkes sein.

Wir werden aber auch weiterhin sehen, daß selbst der Hornblendeandesit im Liegenden des Totakkalkes, wie offenbar FENNEMA schon vermutete, zweifellos jünger ist als der Totokkalk; besitzt jener also altmiocänes Alter, so müßte der Kalk zum mindesten oligocän sein, was seinem petrographischen Charakter auch durchaus entspricht. Es ist nun weiter nicht ganz zutreffend, wenn KOPERBERG sagt, daß der Totokkalk auf den Inseln bei Belang und Totok teils auf Andesit, teils auf Diabas aufruhend angetroffen ist. RINNE, der diese Inseln genau untersucht hat (118, pag. 327 ff.), gibt vielmehr an, daß auf Bentenan ein dem Totokkalk gleichender gelblichweißer Kalk auf Diabas ruht, also auf dem älteren Untergrunde, daß ferner die Insel Pulu Babi in der Bucht von Totok aus diesem Kalk besteht, ferner daß derselbe Kalk auf Bahoi überlagert wird von olivinfreiem Feldspatbasalt. Da hier nur Gesteine der Breccienstufe in der Umgebung bekannt sind, werden die Feldspatbasalte vermutlich auch der älteren Andesitfolge angehören, die demnach hier wie im Totoktal nach FENNEMA auf dem Kalke ruht (s. oben). Erwähnt wurde schon, daß der am Poigarfluß anstehende Kalk allem Anscheine nach den Sedimenten der Sumalatastufe aufruht, dagegen unter den Breccien liegt, daß ferner der Kalk am Ranoiapo (bei Pitjuan) ein diabasartiges Gestein zum Liegenden hat, auch dieses Vorkommen läßt also unter dem Kalke den älteren Untergrund vermuten, nicht aber die Andesitstufe.

Endlich scheint mir auch die Verteilung der Kalkvorkommnisse von Wichtigkeit zu sein. KOPERBERG sucht in ihr die alte Küstenlinie der Miocänformation nach Absatz der altmiocänen Brecciene tage. Es liegen nun aber die ganzen Kalkvorkommnisse in schmalem Saume längs der Küste und auf den Inseln nicht auf der Breccienstufe, wie man vermuten sollte, sondern auf dem älteren Diabasuntergrunde, der auf den Inseln Bentenan, drei der Inseln Pulu putus, auf Wankoan, Pakolor, Punten, Baleng-Baling, endlich nach KOPERBERGS Karte auch an der Küste südwestlich Kotabunan, zum Vorschein kommt. Die Brecciensstufe selbst aber überragt die auf dem älteren Gebirge lagernden Kalke um wohl 1000 m im Mongondowgebirge; erst am Nordabhange desselben kommen die Kalke, mit dem älteren Untergrunde, am Poigar, Ranoiapo und Ongkag wieder zum Vorschein. Sollte man aus diesen Verhältnissen nicht eher schließen können, daß der Kalk, wie wir es schon von der Sumalatastufe vermuteten, unter den Breccien hindurchsetzt und infolge dieser Ueberdeckung heute nur an den Rändern derselben in schmalen Bändern zutage tritt?

Weiter heißt es dann bei KOPERBERG pag. 33 über das Goldvorkommen ungefähr folgendermaßen: „Wo der Totokfluß diese Kalkbänke — den Totokkalk — durchbricht, kommen in den höheren Teilen (die bis 400 m ansteigen) unregelmäßige Partien von Quarz vor mit gelegentlich sichtbarem Gold. Durch die M. M. Totok werden diese in den Oberflächentaschen des Kalkes angereicherten Quarze abgebaut. Aus dem Umstande, daß alle produktiven Baue über 300 m Höhe liegen, und daß die Untersuchung des Kalkrückens am Fuße im Tale keinen Quarz ergeben hat, ist zu schließen, daß der Quarz in oberflächlichen Vertiefungen des Kalkes — wie jetzt die Seifen — abgesetzt ist durch kieselhaltige Flußwässer, als diese noch nicht so tief eingeschnitten waren; das Gold ist aus oberhalb am Flusse anstehenden sulfidischen Erzgängen mitgeführt worden."

KOPERBERG ist also der Ansicht, daß Gold und Quarz nur oberflächlich in dem zerklüfteten Kalk in chemisch gelöstem Zustande durch die Wässer des damals noch 200—300 m höher fließenden Totokbaches in den Kalk eingeführt seien. Die Unmöglichkeit einer solchen Erklärung leuchtet indessen bei einer Untersuchung der Quarzadern im Kalke sofort ein. Ihnen fehlt jede Spur von

außen mit den Lösungen in die Spalten eingedrungener Flußgerölle und Sande, die sich doch zweifellos bei einer solchen Annahme darin finden müßten; die Adern umschließen aber nur gelegentlich scharfkantige Kalkbrocken, nirgends Spuren fremder Gesteine. Auch wäre es nicht einzusehen, warum der damalige Totokfluß diese Durchtränkung mit Quarz und Gold nur auf eine schmale, längs des Andesitkontaktes herlaufende Zone im Kalk ausgeübt haben sollte. Daß endlich die Verquarzung des Kalkes nicht bis auf die Talsohle reicht, findet einfach darin seine Erklärung, daß die Verkieselungszone dem Tale im Abstande von mehreren hundert Metern parallel läuft.

Die neuerdings von der Totok Maatschappij gemachten Aufschlüsse scheinen eine endgültige Lösung der Frage nach der Herkunft des Goldes gebracht zu haben. Im Tagebau Monitor war zur Zeit meines Besuches der Kontakt des im Westen aufragenden Andesites gegen den Kalk deutlich aufgeschlossen; es zeigt sich nun hier, daß der Andesit, der an der Oberfläche zu einer kaum erkennbaren Masse zersetzt ist, in Brocken und Adern in den Kalk übertritt; auch diese Apophysen erweisen sich als völlig zersetzt und gelegentlich ganz durchtränkt mit Freigold und Sulfiden. Die Zersetzung der Sulfide ist wahrscheinlich auch die Veranlassung der starken Zersetzung des Andesites am Kontakte. Weiter zeigt aber dieser Aufschluß mit aller Deutlichkeit, daß die Quarzadern als Effusionen des Andesitmagmas in den Kalk anzusehen sind.

Mit goldhaltigen Sulfiden beladene kieselsäurereiche Lösungen, vielleicht im pneumatolytischen Zustande, drangen in der Gefolgschaft der Andesiteruption empor, und zwar in der Hauptsache wohl auf der Grenze zwischen Andesit und Kalk; auf diesem Wege wurde vor allem der Andesit längs des Kontaktes mit den Erzen durchtränkt, während die bereits mehr abgekühlten Lösungen in dem zerklüfteten Kalke hochstiegen, wobei unter Auflösung des Kalkes längs der Klüfte Erz und Kieselsäure ausgeschieden wurden.

Der Haupttagebau Lebongan, in dem auch die alten Eingeborenenbaue Lyang liegen, ist noch nicht bis zum Andesitkontakt nach Westen vorgedrungen; indessen lassen die zahlreichen den Kalk durchsetzenden Kieseladern deutlich erkennen, daß sie nach oben, nicht nach unten abnehmen, ihre Herkunft mithin in der Tiefe zu suchen ist.

Lediglich sekundärer Natur ist die Anreicherung der goldhaltigen Quarzbrocken in den oberflächlichen Klüften und Schlotten des Kalkes. Mit der vorwiegend auf chemischem Wege durch die Tagewässer vorwärtsschreitenden Verwitterung des Kalkes brechen die herauswitternden Quarzadern zusammen und werden mit dem Freigold und dem Verwitterungslehm zusammen an der Kalkoberfläche angereichert, gleichsam eine eluviale Seife bildend.

Fig. 5 gibt ein schematisches Profil durch den Andesitkontakt am Monitortagebau; es ist anzunehmen, daß die Einwirkung der Thermallösungen nur eine bestimmte, verhältnismäßig schmale Zone längs des Kontaktes berührt hat; denn mit dem Einschieben des Kontaktes nach Osten, das im Monitortagebau etwa 55° beträgt, verschwinden auch mehr und mehr die Quarzadern, und dies ist auch offenbar der Grund, warum die goldführende Zone das Totoktal im Osten nicht mehr berührt.

Ueber die eigenartige Ausbildung des Freigoldes ist kürzlich eine Notiz von H. Hirschi (56, pag. 213) erschienen. Das Gold zeichnet sich vor allem durch das Vorkommen idiomorpher Kristallaggregate in Calcit aus; ich habe allerdings im Gegensatz zu Hirschi an den von mir beobachteten Stücken[1]) den Eindruck gewonnen, daß der Calcit durchweg jüngeren Ursprunges als der Quarz in den

1) Es sind zum Teil vermutlich dieselben, die Hirchi später untersucht hat; der Direktor der Totokgesellschaft, Herr Zimmermann, zeigte mir dieselben auf einer gemeinsamen Fahrt von Totok nach Menado.

Gangadern ist, zumal in letzterem das Gold stets xenomorph, meist auf kleinen Spältchen ausgeschieden ist. Auch der nach Hirschi jüngste grobkristalline Calcit enthält gelegentlich Gold in feinsten Häutchen ausgeschieden. Ich habe danach den Eindruck gewonnen, daß sowohl der Calcit in der Hauptsache, wie

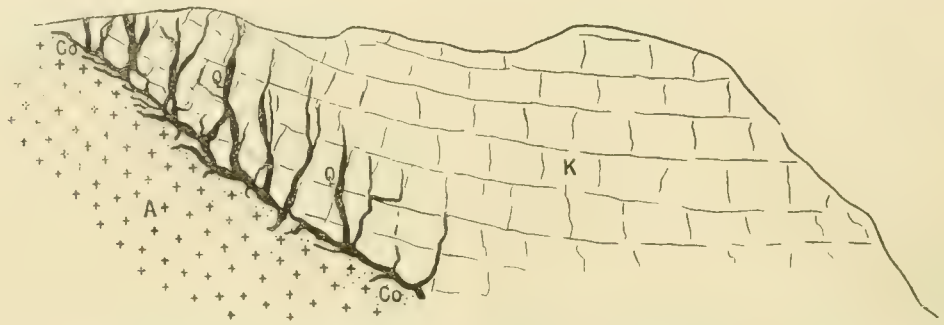



Fig. 5. Idealprofil durch die Goldlagerstätte von Totok. *K* Alttertiärer Kalk, *A* Hornblendeandesit, *Co* aus Kontakt veränderter Andesit, *Q* Calcedonquarzadern.

auch zum mindesten ein Teil des Freigoldes, nämlich soweit er in idiomorpher Form im Calcit ausgeschieden ist, einer deszendenten Generation, im Gegensatz zu der älteren aszendenten, zuzuschreiben ist, und zwar den bekannten Vorgängen der Oxydations- und Zementationszone.

Wenn auch im Kalke heute die Sulfide fehlen, wie Hirschi mit Recht betont, so sicher sind sie doch ursprünglich vorhanden gewesen und erst infolge des in dem klüftigen Kalke besonders rasch vorschreitenden Oxydationsprozesses zerstört worden. Auf die frühere Existenz derselben deuten die Brauneisenhäutchen und Ausfüllungen am Salbande der Adern und in dem drusigen Inneren, ja es ist sogar sehr bezeichnend, daß nach Fennemas Feststellungen sich nur die Quarzadern als goldführend oder wenigstens goldreich erwiesen haben, an deren Salbändern solche Brauneisenkrusten sich finden. Hier ist also das Gold ursprünglich in Sulfidform eingeschlossen gewesen, so wie es sich noch heute in der Tiefe am Andesitkontakt findet. Durch den Zementationsprozeß kam es in Lösung und wurde dann in idiomorpher Gestalt innerhalb des sich gleichzeitig unter Einwirkung der Tagewässer bildenden Calcites ausgeschieden.

Für die Genesis der Adern auf pneumatolytischem Wege ist das von Hirschi beobachtete Vorkommen von Feldspäten aus der Bytownit-Anorthit-Reihe sehr bezeichnend. Ihr hoher Kalkgehalt erklärt sich vielleicht aus der Einwirkung des kalkigen Nebengesteins auf die Thermallösungen. Erwähnt sei noch, daß nach Fennema auch kleine Magnetitoktaëderchen auf den Quarzdrusen aufsitzend gelegentlich beobachtet sind.

Die Goldlagerstätte von Totok steht demnach, trotz der äußerlich abweichenden Form des Erzkörpers im Kalke, genetisch den Golderzgängen von Nordcelebes (Sumalata, Paleleh etc.) sehr nahe. In allen Fällen ist die Erzzufuhr an tertiäre Hornblendeandesite gebunden oder, wie in Paguat und in der Umgebung von Gorontalo, an verwandte Gesteine, die nach Bücking je nach ihrem mineralogischem Bestande bald als Dazite, bald als Liparite bzw. Trachyte zu bezeichnen sind (34, pag. 115 ff.). Alle diese tertiären, zum Teil goldführenden Eruptivgesteine betrachten wir als Aequivalente der altmiocänen Andesitbreccienstufe der Minahassa.

## Ueber das Alter der foraminiferenführenden Kalke auf Celebes.

Noch mit einigen Worten muß ich hier auf die Altersstellung zurückkommen, die den soeben besprochenen Totokkalken, ebenso gewissen Kalken, die namentlich auf Ost- und Südcelebes eine große Verbreitung besitzen, in der Literatur gegeben worden ist.

Während sich Fennema, wie wir sahen, nicht näher über das Alter des Totokkalkes geäussert hat, hält Koperberg ihn für miocän, sowohl aus stratigraphischen Gründen, wie wir oben sahen, als auch wegen des paläontologischen Befundes, da er Orbitoiden enthalte, die für das Miocän auf Java bezeichnend seien, ja sogar andere Foraminiferen, die für Pliocän sprächen (67, pag. 33).

Martin hat bereits früher (91, pag. 363) nach Sammlungsstücken den Kalk von Totok als einen dichten Orbitoidenkalkstein beschrieben, der zu den unzweifelhaft tertiären Bildungen auf Celebes gehört.

Rinne spricht ohne nähere Angaben von alttertiären Orbitoidenkalken, in denen die goldführenden Quarze auf Klüften und Hohlräumen abgesetzt sind (118, pag. 327 ff.). Auch Sarasins schließen sich dieser Ansicht an, daß der Kalk wahrscheinlich eocänes Alter besitze (125, pag. 93).

Etwas genauer sind wir über andere Foraminiferenkalke, insbesondere von Südcelebes, durch die Untersuchungen Bückings, Verbeeks u. a. (vgl. unten) unterrichtet. Es sei daher für das Verständnis des Folgenden, insbesondere der in der Uebersichtskarte zur Darstellung gekommenen Auffassung auf die Altersfrage dieser ganzen Kalkvorkommnisse etwas näher eingegangen; sie sind auf der Karte Taf. XI als *t 1* bezeichnet.

Verbeeks Verdienst ist es in erster Linie, den Nachweis erbracht zu haben, daß die zwei Hauptgruppen der tertiären Orbitoiden, die Discocyclinen und Lepidocyclinen, getrennt auftreten, daß die Discocyclinen, die neuerdings nach Douvillé und Martin als Orthophragminen bezeichnet werden, zusammen mit den echten Nummuliten auf das Eocän beschränkt sind, die Lepidocyclinen dagegen auf das jüngere Tertiär, auf seine Miocänstufen Javas (145, pag. 1117; 144, pag. 55).

Nun hat indessen schon Martin (99, pag. 2) darauf aufmerksam gemacht, daß, wenn auch die Discocyclinen auf das Eocän beschränkt sind, sie darum noch nicht geeignet sind zur Trennung des Neogens vom Paläogen; denn zu letzterem gehört auch das Oligocän, das nach Verbeeks Einteilung auf Java ganz fehlen müßte, und gerade Douvillé hat die Lepidocyclinen zuerst aus dem Aquitanien (oberem Oligocän) beschrieben. Es reicht also das Vorkommen der Discocyclinen bzw. der Lepidocyclinen lediglich aus zur Trennung des Eocäns vom jüngeren Paläogen und Neogen, und mit dieser Trennungslinie ist aus stratigraphischen Gründen auf Celebes gerade nicht viel gewonnen. Wie wir noch weiter sehen werden, gehen die Eocänkalke von Maros auf Südcelebes mit echten Nummuliten und Discocyclinen ohne irgendeine sichtbare Grenze in die — nach Verbeeks Ansicht als neogen zu bezeichnenden — Lepidocyclinenkalke über; ebenso ist dies nach Wanners Untersuchungen (151), die auf Verbeeks Karte (144, t. 2) übernommen sind, auf Ostcelebes der Fall, während weiter im Westen in der Possosenke nur Lepidocyclinenkalke neben Korallenkalken vorkommen; letztere müssen nach Verbeek von den Eocänkalken der Osthalbinsel als Neogen scharf getrennt werden, stratigraphisch bilden sie aber mit ihnen ein Ganzes. Weiterhin folgen dann nördlich von Posso die eocänen Kalke von Dongulu (vgl S. 39) und endlich im östlichen Teile der Nordhalbinsel jene Kalkvorkommen die wir als Totokkalk zusammengefaßt haben. Auch diese führen, soweit bekannt ist, nur Lepidocyclinen, müßten also nach Verbeek ins Neogen gestellt werden; sie können indessen auch oligocänes

Alter besitzen, wie wir sahen, und wir sind zu dieser Annahme sogar gezwungen, wenn die Andesitbreccienstufe von Nordcelebes mit der altmiocänen Breccienetage Javas ident ist und wenn die von WANNER auf Ostcelebes gemachten Beobachtungen (a. a. O. pag. 762), daß die Lepidocyclinen dort auf das Oligocän beschränkt sind, im Miocän aber bereits fehlen, für ganz Celebes Gültigkeit haben sollten.

Wir werden bei der Betrachtung der übrigen Inselteile noch sehen, daß die tertiären foraminiferenführenden Kalke stets entweder dem alten Grundgebirge oder Schichten, die wir mit einiger Wahrscheinlichkeit der obercretaceischen Sumalatastufe zustellen können, aufruhen. Das Liegende der Kalke bildet auf Südcelebes ein kohlenführender Sandstein, der seiner Lagerung nach in das älteste Tertiär gehört und mit seinen Kohlenbildungen aus stratigraphischen Gründen als ein Aequivalent der untereocänen Kohlenstufe von Südostborneo und des Umbilienbeckens auf Sumatra anzusehen ist. Darüber folgen dann zunächst die echten Eocänkalke mit Nummuliten und Discocyclinen, nach VERBEEK vermutlich nur in geringer Mächtigkeit, und dann die vornehmlich durch Lepidocyclinen ausgezeichneten jüngeren Kalke.

Abgeschlossen wird diese einheitliche Foraminiferenkalkmasse nach oben durch die Breccienstufe auf Nordcelebes, bei Maros (Südcelebes) wahrscheinlich ebenfalls durch miocäne Eruptivbildungen; an anderen Stellen fehlt ein eigentliches Hangende. Gleichwohl dürfen wir vorderhand wohl diese ganzen Kalkbildungen, die zum Teil mit echtem Eocän beginnen, zum Teil sicher nicht jünger als oligocän oder höchstens altmiocän sind, zu einer einzigen Kalkstufe des „älteren Tertiärs“ zusammenfassen.

Es folgen auf diese alttertiäre Kalkstufe, um es hier schon vorwegzunehmen, auf Nordcelebes und ebenso auf der Südhalbinsel miocäne Andesitbreccien und Ergüsse; mit dem jüngeren Miocän beginnt sodann eine vorwiegend aus klastischen Sedimenten, Konglomeraten, Sandsteinen, Tonen gebildete Stufe, die in der Hauptsache also dem Neogen zuzustellen ist; sie ruht in der Possosenke allem Anschein nach auf den älteren Kalken oder ist den Kalken längs der Küste vorgelagert. Denn diese Neogenstufe verdankt, wie wir sehen werden, nicht einer Transgression, sondern einer Regression des zur Alttertiärzeit wohl den größten Teil der Insel bedeckenden Meeres ihre Entstehung. Am Ende des Paläogens begann die Auflösung der alten, von flachem Meere bedeckten alten Inselmasse in tiefe Einbrüche und einzelne schmale, dazwischen aufragende Horste; die Horste wurden über das Meer gehoben und lieferten durch die an ihnen einsetzende Erosion das Material für die Neogenablagerungen. Die Neogenbildungen, die also erst nach Abschluß der haupttektonischen Phase des Tertiärs abgelagert wurden, zeigen infolgedessen im Gegensatz zu den älteren cretaceischen Sedimenten meist noch ungestörte, nahezu horizontale Lagerung, auch ist ihre heutige Verbreitung auf der Insel an bestimmte, schon damals vorhandene oder wenigstens angelegte Depressionsgebiete gebunden.

Die Aufpressung der Inselhorste schritt in der Neogenzeit weiter vor, und als Zeugen dieser sehr ungleichmäßigen Hebung der einzelnen Horstschollen treten uns die Karangs entgegen; sie reichen mit ihren ältesten Terrassen, die heute bis über 300 m Höhe ansteigen, vermutlich in das Neogen hinein, sind also den neogenen Sandsteinen zum Teil sicher altersgleich. Eine Trennung der neogenen von den wohl überwiegenden quartären Karangs ist indessen bei dem heutigen Stande unserer Kenntnis nicht möglich und wird überhaupt bei der faunistischen Eintönigkeit dieser korallogenen Bildungen auf große Schwierigkeiten stoßen. Ich habe sie daher auf der Uebersichtskarte zum Quartär gestellt, weil die Hauptmasse dieser Karangs sicher quartäres Alter besitzt.

# III. Zentralcelebes mit dem Ost-, Südost- und Südarm.

## 1. Der Südostarm der Insel.

Nur weniges wissen wir bis heute über den Aufbau dieses Inselarmes. Das Wurzelstück, das sich mit der Ost-, Nord- und der Südhalbinsel zu der Zentralinsel (Middencelebes) vereinigt, ist durch mehrere Forschungszüge P. u. F. Sarasins zuerst etwas aufgehellt worden, die gerade in der Untersuchung von Zentralcelebes ihre wertvollste Pionierarbeit vollbracht haben. Zwei ihrer Reisen gingen vom Golf von Bone aus, der eine von Borau im Innern des Golfes nach Posso an der Tominisee, ein zweiter von der Bai von Ussu quer über den Südostarm nach der Bai von Tomori. Diese beiden Züge brachten den wichtigen Nachweis, daß das alte kristalline Gebirge, das vom Wurzelstück der Nordhalbinsel her schon bekannt war, noch weit durch ganz Zentralcelebes bis in den Südostarm hinein zu verfolgen ist.

Der Zug von Ussu nach Tomori (125, pag. 200; 128, Bd. 1. pag. 288) ging von Ussu in dem Mündungsdelta des Maliliflusses aus; es wurden verschiedene SO—NW streichende Ketten überschritten, die sich aus Peridotit aufgebaut erwiesen. Innerhalb der Peridotite wurden mehrfach Einlagerungen von kristallinen Kalken und Kalkglimmerschiefern angetroffen; sie bilden also danach einen Bestandteil der Peridotitserpentingesteine, ganz ähnlich wie die kristallinen Kalke, die ich im Mautongebirge antraf, innerhalb der Glimmerschieferserie, und wie sie nach den Beobachtungen von Sarasins auch den Glimmerschiefern nördlich von Borau nicht fehlen. C. Schmidt (125, Anhang pag. 8) erwähnt ferner Granatpyroxenfels nach den Aufsammlungen Sarasins von der Westseite des Ussugebirges.

Abweichend hiervon spricht neuerdings Abendanon (5, pag. 508) von Kalken, die dem Peridotitgebirge auflagern, demnach jünger sein müßten; nun erwähnen zwar auch Sarasins vom Matannasee einen foraminiferenreichen dichten Kalkstein (125, pag. 203), indessen von den Kalken des Peridotitgebirges zwischen Ussu und dem See bemerken sie ausdrücklich, daß es dieselben weißgrauen körnigen Kalke seien, die sie weiter nördlich im Tokalekadjogebirge, als Einlagerungen im Glimmerschiefer, gefunden haben (pag. 202). Hiernach dürfte es wahrscheinlich sein, daß im Ussu- und Matannagebirge zwar Reste einer vermutlich alttertiären Kalkdecke auf dem älteren Untergrunde noch vorhanden sind, daß aber die von Sarasins beobachteten „kristallinen Kalke“ als linsenförmige Einlagerungen in den Peridotiten anzusehen sind; wir werden weiterhin noch feststellen, daß die Peridotitserpentingesteine, die uns hier zum ersten Male in großer Verbreitung entgegentreten, aller Wahrscheinlichkeit nach ein Glied des präpaläozoischen Felsuntergrundes darstellen.

Sarasins erwähnen weiter aus diesem Peridotitgebirge (pag. 202) Rottone, die sie mit ihren uns bereits bekannten Radiolariengesteinen zu identifizieren geneigt sind; indessen handelt es sich bei diesen roten Tonen wohl um nichts weiter als die lateritischen Zersetzungsprodukte der Peridotite; denn diese roten Tone sollen gelegentlich auch eine Bänderung der kristallinen Kalke hervorrufen, ein Beweis, daß das Ursprungsmaterial dieser roten Tone bänderartige Einlagerungen im Kalk gebildet hat. In gleicher Weise sind auch der Beschreibung nach manche andere von Sarasins erwähnte Rottone offenbar als Laterite zu deuten, so die roten Tonbänder in den Kalken des Tokalekadjo (125, pag. 172). Schon Bücking hat auf diese Verwechslung hingewiesen (34, pag. 168, Anm. 1), ebenso Verbeek (144, pag. 767), und Abendanon erwähnt (5, pag. 509), daß der Peridotit zwischen Ussu und dem Matannasee überall eine intensiv rote lateritische Verwitterungskruste zeige (vgl. S. 73, Anm. 1).

Bei 940 m Meereshöhe überschritten Sarasins die Wasserscheide zwischen dem Küstenfluß

Dongi (= Malili) und dem Matannasee; von hier führt der Weg steil hinab zu der grabenartigen Depression des Matannasees, die mit ihrer WNW—OSO-Richtung deutlich abweicht von dem NW—SO-Streichen der überschrittenen Ketten des Peridotitgebirges. Die Meereshöhe des Sees, der nach Sarasins Schätzung 26 km Länge und 7,5 km Breite besitzt, beträgt ca. 400 m, die größte Tiefe wurde neuerdings von Abendanon (5, pag. 509 ff.) zu 590 m festgestellt (vgl. daselbst genauere Angaben über die geographischen Verhältnisse des Matanna-Towutiwassersystems).

Die steilen Uferränder des Matannasees, die schon unfern des Ufers namentlich auf der SW-Seite bis 100 m Tiefe abfallen, veranlaßten bereits Sarasins, in der Matannasenke einen Grabenbruch zu vermuten; sie schlossen ferner aus dem altertümlichen Charakter der Fauna des Sees, daß sich der Einbruch in der Miocänzeit zu bilden begann, indessen in späterer Zeit immer erneut nachgesunken sei, da er sonst inzwischen längst mit fluviatilem Material angefüllt sein müßte. Ob die letztere Vermutung richtig ist, mag indessen zweifelhaft erscheinen, da nach den neuen Untersuchungen Abendanons der See keinerlei bedeutende Zuflüsse erhält, insbesondere das von Sarasins angenommene große Längstal in der nordwestlichen Verlängerung der Seedepression überhaupt nicht existiert.

Der Abfluß des Sees ist wie der eigenartig zerzackte Südteil nach Süden gerichtet; hier scheint sich eine Umkehr in der Tektonik zu vollziehen, die OSO verlaufenden Bruchspalten des Sees werden von NNO gerichteten Bruchlinien gekreuzt, und an dieser Stelle finden wir die beiden zerzackten inselreichen Südzipfel des Seebeckens. In der südlichen Verlängerung der vermuteten NS-Störungen liegt das gewaltige Becken des Towutisees, der mit ca. 50 km Länge und 20—30 km Breite das größte Binnenseebecken von Celebes darstellt. Längs der Verbindungsbrücke zwischen beiden Seen und längs des Westufers des Towutisees schneiden die NW—SO gerichteten Ketten, die auf dem Wege zum Matannasee überschritten werden, an diesen NNO-Störungen ab. Der Ausfluß des Towutisees, der Malilifluß, dessen Mündung im Ussudelta schon Sarasins für den Entwässerungskanal des Seensystems ansahen, folgt dem SO—NW-Kettensystem als Längstal; Abendanon hat das Maliliflußsystem eingehend untersucht und in der Nachbarschaft der beiden großen Seen noch mehrere kleine Becken festgestellt, so den Mahalonasee auf der Landbrücke zwischen Matanna und Towutisee (5, pag. 508 ff.; vgl. auch Ginkel, 51, pag. 107 ff.).

Die Umgebung des Towutisees bietet geologisch das gleiche Bild, wie der Matanna; Peridotite bauen die Uferberge wie auch die schroff aus dem nördlichen Seeteile aufragende Insel Loëha auf; durch sie wird ein nördlicher, tieferer Seeteil nach Abendanons Feststellung von einem flacheren Südteile abgetrennt; die größte Tiefe wurde zu 203 m gemessen. Wir dürfen hiernach vielleicht vermuten, daß der nördliche Seeabschnitt mit der Nordküste der Insel Loëha in ähnlicher Weise von WO-Bruchrändern begrenzt wird, wie der Matannasee. Alte Strandlinien, die Abendanon an beiden Seen bis zu 85 m Höhe nachweisen konnte, deuten auf eine höhere Lage des Wasserspiegels in früherer Zeit, die Erosion des Malilitales hat vermutlich zu einer allmählichen Senkung desselben geführt.

Erwähnt wurden oben schon die Funde von foraminiferenführenden Kalken bei Matanna, die Sarasins als Eocän deuteten; es wäre nach dem oben gesagten nicht ausgeschlossen, daß in den Matannagraben Reste einer alttertiären Kalkdecke eingesunken und so vor völliger Zerstörung bewahrt geblieben sind. Denn wir werden auf der Osthalbinsel solche Alttertiärkalke in großer Verbreitung finden. Reste derselben vermuteten wir im Ussugebirge, auch im Innern von Zentralcelebes fehlen sie nicht.

Die den Matannasee nach NO begrenzenden Bergketten, die in diesem Teile des Südostarmes

die Hauptwasserscheide zwischen dem Golf von Bone und dem Golf von Tomaiki bilden, erwiesen sich nach den Beobachtungen von Sarasins (125, pag. 208) gleichfalls aus Peridotiten aufgebaut. Im Osten brechen die Peridotitberge steil zu der amphitheatralischen Senke von Tomori ab; in ihr treten zunächst Mergel und Sandsteine (Sarasins Neogenmergel) in großer Verbreitung zutage. Kurz vor dem Tompirafluß (Laa) ragt abermals der alte Peridotituntergrund auf; an seinen Ostabhang legen sich jugendliche Korallenkalke an, die in weitem Bogen die Bucht von Tomori umrahmen und auch einen Teil der Inseln dieser Bucht, auf Peridotit aufruhend, bedecken.

Sieben Jahre nach diesem ersten Zuge über den Südostarm, auf dem wir soeben Sarasins gefolgt sind, unternahmen die Forscher während ihres zweiten Aufenthaltes auf der Insel eine zweite Durchquerung weiter südlich, von der Bai von Mingkoka nach der Kendaribai (128, Bd. 1. pag. 334 ff.).

Die Bucht von Mingkoka zeigt Spuren einer rasch vorschreitenden positiven Strandverschiebung (pag. 336); diese Erscheinung ist um so bemerkenswerter, als die Bucht von ganz jugendlichen Korallen und Muschelbänken bis zu ziemlicher Höhe umrahmt wird, die auf eine negative Strandverschiebung noch in jüngster Vergangenheit deuten. Im übrigen sind Beobachtungen solcher rezenten positiven Strandverschiebungen nur sehr selten auf der Insel gemacht; Carthaus (36, pag. 248) erwähnt eine solche Erscheinung von der Mandarküste; sie scheinen nur lokal begrenzt zu sein, während die negative Strandverschiebung, die Emporhebung des Landes über das Meer, von der Tertiärzeit an eine ziemlich allgemeine, wenn auch in den einzelnen Schollen sehr ungleichmäßige zu sein scheint.

Der Weg der Sarasins führte von Kolaka an der Mingkokabai zunächst über die aus den genannten jungen Korallenablagerungen bestehenden Vorhügel und dann über einen breiten, im Durchschnitt nur ca. 300 m hohen Rost zahlreicher SO—NW streichender Parallelketten; das Gesteinsmaterial besteht ausschließlich aus quarzreichen Glimmerschiefern. Es tritt danach hier im südlichen Teile der Südosthalbinsel das kristalline Gebirge mit der uns schon bekannten SO—NW-Richtung wieder hervor; betrachten wir nun in diesem Zusammenhange den Verlauf der westlichen Küstenlinie dieses Inselarmes, so zeigt sich, daß nördlich der Mingkokabai die Küste auf große Erstreckung dem Streichen dieses kristallinen Gebirgsrostes folgt. Nördlich der genannten Küstenstrecke in der direkten Fortsetzung des von Sarasins überschrittenen Gebirges erhebt sich das gewaltige Mingkoka- (oder Bingkoka-) Massiv, das nach der Karte von 1909 bis 3100 m Höhe ansteigt; es wird danach vermutlich auch aus kristallinen Schiefern in der Hauptsache bestehen.

Südlich der Mingkokabai besitzt die Küste indessen eine ganz abweichende nordsüdliche Richtung, und wir dürfen nach dem Steilabfall, den die Seekarte hier erkennen läßt, wohl annehmen, daß der Verlauf durch NS gerichtete Bruchlinien bedingt ist; sie erreichen ihr Ende in der eigenartig zergliederten Bucht von Mingkoka. In gleicher Weise wird auch wohl der westliche Steilabbruch des Mingkokagebirges zum Bonegolfe längs des zerzackten nördlich verlaufenden Küstenteiles zu erklären sein, der sein Ende in der Bai von Ussu findet. Wir werden später sehen, daß auch längs der Westseite des Bonegolfes solche NS gerichteten Bruchzonen existieren.

Wichtig ist nun, daß Sarasins auf ihrer Ueberquerung des Kettengebirges östlich Kolaka gleichgerichtete Bruchzonen, NNO verlaufend, mit noch ganz frischen nackten Abbrüchen beobachten konnten; es senken sich in den SO—NW streichenden kristallinen Gebirgsrost ungefähr NNO verlaufende Grabensenken ein, so die Senke von Tinondo, vor allem aber die geräumige, im Zentrum des Südarmes gelegene Kunawesenke, an deren Westrand der steile Tomasikamm, die südöstliche Fortsetzung des Mingkokagebirges, in steilen Brüchen niedersinkt (128, Bd. 1. pag. 356). Im südlichen Teile dieser großen, vom

Kunawe und dem Lahumbuti durchströmten Senke liegt der Opasumpf, der in der Literatur schon vor seiner Erforschung durch Sarasins mehrfach Erwähnung gefunden hat. (Vgl. Wichmann, 156, pag. 225 ff.)

Nach der Anschauung von Sarasins bildet die Kunawesenke die tektonische Fortsetzung des Towuti- und Matannasees; sie bezeichnen diese Depression (125, pag. 209) als den Seengraben bezw. die Seenmulde von Zentralcelebes und vermuten, daß dieser Graben bezw. diese Mulde, der Südosthalbinsel folgend, durch ganz Zentralcelebes bis in die Possosenke sich fortsetze, so daß also auch der Possosee diesem Grabentale angehören würde. Indessen sahen wir schon, daß nach den neuen Untersuchungen Abendanons die von Sarasins vermutete Fortsetzung der Matannadepression nach NW in Gestalt eines dem hypothetischen Graben folgenden Längstales in Wirklichkeit nicht besteht. Ein tektonischer Zusammenhang des Matannagrabens mit dem Possosee kann demnach nicht vorhanden sein. Auch bei der Betrachtung der Kunawesenke drängt sich mir eine von der obigen Vorstellung etwas abweichende Auffassung auf. Danach haben wir vielleicht in dem Towutisee-Einbruch die Fortsetzung der Küstenbrüche südlich der Mingkokabai zu sehen; die NS gerichteten Bruchlinien der Kunawesenke aber weisen auf eine Fortsetzung in das Lasolotal, das nach der Karte von 1909 in seinem NS gerichteten Mittellauf eine ähnliche Senke zu durchfließen scheint, während der Oberlauf ein typisches Längstal im alten Gebirge vorstellt. Oestlich der Lasolodepression liegen die stark zergliederten und inselreichen Buchten von Salabangka, Matarapi, Lasolo und Nipa Nipa, an denen das NW—SO streichende kristalline Gebirge in Steilküsten zum Meere abbricht. Derartige stark gegliederte und inselreiche Küstenlinien lassen stets auf das Kreuzen zweier tektonischer Elemente, in diesem Falle der NW—SO-Streichrichtung des Gebirges und der NNO verlaufenden Bruchränder, schließen. Uebrigens erwähnen Sarasins (125, pag. 231), daß sich nach eingezogenen Erkundigungen von der Nipa-Nipa Bai bis Kolaka durch die ganze Insel eine tiefe Depression ziehe; das würde sich mit meiner Auffassung wohl decken; auf der Uebersichtskarte habe ich dieselbe nach dem dürftigen bisher vorhandenen Beobachtungsmaterial zur Darstellung zu bringen gesucht.

Die östlich der Kunawesenke sich erhebende schmale Gebirgskette, die die Kendaribai nach Westen umschließt, wird vom Lahumbuti (nach Sarasins Konaweha) durchbrochen; sie erreicht auf dem Wege, den die Forscher nach Kendari verfolgten, 400 m Meereshöhe; Angaben über die Beschaffenheit der Gesteine werden nicht gegeben, indessen ist wohl anzunehmen, daß die Glimmerschiefer auch in diese östliche Umrahmung der Senke fortsetzen.

Es bleiben noch einige gelegentliche Beobachtungen längs der Ostküste des Südostarmes in das geologische Bild einzufügen. In der Bucht von Kendari treten in den Bachrissen nach Sarasins neogene Mergel auf, darüber folgen bis 100 m Höhe jugendliche Korallen- und Muschelkalke (125, pag. 230); sie können schon ihrer Lagerung nach wohl nicht eocän sein, wie die Forscher a. a. O. vermuten.

Die jungen Kalkbildungen folgen der Ostküste bis zur Nipa Nipa-Bucht. Nördlich derselben aber tritt das kristalline Gebirge bis an die Küste heran und bricht in steilen Bruchrändern zum Meere ab. Die kleine 600 m (nach anderen Angaben sogar 1200 m) hohe Insel Labengki stellt einen abgebrochenen Teil des Gebirges der Südosthalbinsel dar (125, pag. 231). Auf das ganz junge Alter des Einbruches der schmalen Labengkistraße deutet der Umstand, daß von den Felsen der Westküste, also des Festlandes ein hoher Wasserfall sich unmittelbar ins Meer ergießt; dieser Wasserfall wird schon v. d. Hardt (53, pag. 54) als eine auffällige Erscheinung beschrieben.

Weiter folgt die Matarapibai mit steilen, weißleuchtenden Felswänden, in denen Sarasins die kristallinen Kalke des Peridotitgebirges am Matannasee vermuteten (125, pag. 232), dann die inselreiche Bucht von Salabangka, in der ebenso wie auf Labengki Serpentin-Peridotitgesteine beobachtet wurden. Unbestimmt bleibt die Herkunft der gleichfalls von hier erwähnten Radiolarienhornsteine; jüngere Konglomerate, aus Hornstein-, Serpentin- und Muschelrollstücken bestehend, scheinen der Küste vorgelagert zu sein. Peridotite und kristalliner Kalk finden sich auch noch unter den Geröllen des Sakitaflusses (125, pag. 232). Auch Rottone werden von hier erwähnt, und es ist vorläufig nicht zu entscheiden, ob dieselben mit den aus der Salabangkabai genannten Radiolarienhornsteinen wirklich zusammengehören, oder aber vielleicht nur lateritische Zersetzungsprodukte des Serpentins sind, wie wir oben vermuteten (vgl. S. 93). Verbeek erwähnt (144, pag. 214, 215) Diabase und Peridotite als Rollstücke von Wosu an der Tomoriküste; dieselben sind offenbar durch die Flüsse vom Matannagebirge herabtransportiert.

Ueber den äußersten Süden des Südostarmes, ebenso über die denselben umgebenden Inseln fehlten noch unlängst sichere Angaben so gut wie ganz. Vor kurzem hat Joh. Elbert diesen Teil des Archipels bereist und bereits einen Teil seiner Beobachtungen veröffentlicht (43); da ich außerdem durch die Freundlichkeit Herrn Dr. Elberts teils aus Sonderdrucken, teils aus mündlichen und schriftlichen Mitteilungen über den zweiten Teil des Sundawerkes (44), soweit er Celebes berührt, unterrichtet bin, füge ich die zur Ergänzung der Kenntnis von Südcelebes wichtigen Beobachtungen Elberts hier ein [1]).

Der westliche Teil des Südostarmes wurde von Elbert zwischen der äußersten Südspitze (gegenüber der Insel Tambako) und Kolaka durchkreuzt (43, pag. 238). Der Südzipfel des Festlandes wird von einem Gebirgslande eingenommen, daß aus Biotitglimmerschiefern und Glaukophanschiefern besteht; die Glimmerschiefer sind reich an Quarzgängen und werden gelegentlich graphitreich. Das Streichen der Ketten in diesem südlichsten Teile des Südostarmes (Südrumbia) ist ungefähr WNW—OSO gerichtet, die Schichten sollen allerdings nicht den Ketten parallel, sondern in allen Azimuten zwischen ONO—WSW und W—O streichen, generell dürften sie aber wohl in der Richtung der Gebirgsketten verlaufen.

Es folgt nach N die grabenartige Senke der Rumbiaebene, die mit quartären Konglomeraten und jungen Meeresbildungen bedeckt ist; nördlich der Rumbiaebene steigt erneut das kristalline Gebirge auf, das im Mendoke kulminiert (a. a. O. pag. 260 ff.). Auch hier tritt die NW—SO-Richtung der einzelnen Ketten deutlich hervor, die weiter nördlich zwischen Kolaka und der Kunawesenke bereits von Sarasins festgestellt war. Am Süd- wie am Nordabhange des Mendokemassivs herrschen Biotitglimmerschiefer und Glaukophanschiefer, der Kern des Gebirges wird indessen von Hornblendeschiefern und Harzburgitgesteinen eingenommen. Die Hornblendeschiefer gehen randlich in Hornblendegneise über.

Diese Beobachtungen Elberts bilden eine wichtige Erweiterung unserer Kenntnis des Südostarmes, insbesondere beweisen die Verhältnisse im Mendokegebirge, daß die Peridotite und Hornblendeschiefer, die wir bereits im Ussugebirge kennen lernten, als ein Glied der Glimmerschieferformation anzusehen sind. Elbert stellt sie daher auch — offenbar, weil sie im Kern der Antiklinale des Mendokegebirges auftreten — in den unteren Teil seiner kristallinen Schieferformation. Weiterhin geht aus den Beobachtungen Elberts hervor, daß das kristalline Gebirge bis in den äußersten Südzipfel des Inselarmes das einheitliche SO—NW-Streichen beibehält. Das alte Gebirge wird nach Elbert von „Quer-

1) Dieser Teil wurde erst nach Abschluß des Manuskriptes (Februar 1912) eingefügt.

verwerfungen“ in N—S-Richtung durchschnitten, es sollen Torsionssprünge, hervorgerufen durch eine jüngere Faltung, sein; auf jeden Fall sind sie wohl ident mit den von Sarasins weiter nördlich in der Senke von Tinondo und am Ostabbruch des Tomasigebirges beobachteten N—S-Brüchen. Auf die Deutung der Tektonik, die Elbert von diesem Teile der Insel gibt (a. a. O. pag. 261 ff.), komme ich weiter unten noch zurück.

Das kristalline Gebirge des Mendokemassivs erreicht, wie mir Herr Elbert freundlichst mündlich mitteilte, im W mehrererorts die Küste, so am Kap Pakar südlich Kolaka; die jugendlichen Korallenkalke besitzen also längs der Westküste südlich der Mingkokabai nicht so große Verbreitung, wie ich auf der Karte Taf. XI angegeben habe [1]). Dadurch tritt der Abbruch des SO—NW gerichteten kristallinen Gebirges am Golf von Bone (vgl. oben S. 95) noch schärfer hervor.

Die Ebene von Rumbia steht nach NO mit der großen, den ganzen mittleren Teil des Inselarmes einnehmenden Kunawesenke in Verbindung. Ueberall ragt das alte Gebirge horstartig aus den mit jungen Meeressedimenten erfüllten Niederungen auf; alte Abrasionsterrassen, die in der Ebene von Rumbia bis 140 m Meereshöhe festzustellen sind, deuten auf eine jugendliche, offenbar quartäre Meeresbedeckung (43, pag. 263).

Die den Südarm umgebenden Inseln Kabaëna, Muna, Buton, Wowoni, Manui und die Tukang besi-Eilande stellen schon äußerlich die ursprüngliche Fortsetzung des gegenwärtig in Auflösung begriffenen Inselarmes dar. Die geologische Struktur dieser Inseln, die erst durch Elberts Forschungen etwas entschleiert ist, bestätigt diesen innigen Zusammenhang.

Auf Kabaëna vermuteten noch Sarasins nach eigenen Beobachtungen und alten Literaturangaben (125, pag. 236, 237) einen Vulkan; Elbert konnte jedoch feststellen, daß die gebirgige Insel fast ausschließlich aus kristallinen Schiefern mit Einlagerungen von Peridotiten (Serpentinen) besteht (44, 2. Bogen).

Die Insel Muna bildet im Gegensatz zu Kabaëna und dem östlich gelegenen gebirgigen Buton ein großes, welliges Flachland, das sich nur im äußersten Südostzipfel (Wadia bero) bis 430 m Höhe erhebt. Den Norden der Insel nimmt eine sumpfige Niederung ein, die von quartären Meeresschlammbildungen bedeckt ist. Der ganze übrige Teil wird von jungen Korallenkalken bedeckt, unter denen nur an wenigen Stellen im Süden an der Butonstraße die älteren neogenen Bildungen zum Vorschein kommen (43, pag. 148 ff.).

Anders liegen die Verhältnisse auf Buton. Auch hier besitzen die jungen Korallenkalke längs der Küste große Verbreitung; sie steigen indessen meist in deutlich abgesetzten Terrassen (in der Regel 8—9) bis über 400 m Meereshöhe an. Unter ihnen kommt an vielen Stellen die neogene Unterlage zum Vorschein, so an den bis 500 m hohen Bergen südlich von Nunu im Mittelbuton; sie besteht dort aus miocänen mollusken- und pflanzenführenden Mergeln. Das Tertiär zieht sich von hier vermutlich durch den ganzen zentralen Teil von Mittel- und Südbuton hindurch (43, pag. 169 ff.).

Den südlichen Inselteil hat Elbert von Wasuëmba (südlich von Wadjo) nach Bau Bau an der Westküste durchquert. Westlich von Wasuëmba wurden zunächst die jungen Korallenkalke überschritten, die in 9 Terrassen bis 380 m Höhe aufsteigen; im Tale des Sampulawaflusses (zwischen Wadjo und

1) Das gleiche gilt von der Insel Kabaëna; auch dort tritt das kristalline Gebirge bis an die Nordküste heran, die Korallenkalke besitzen also nicht die Verbreitung, die ich, auf Sarasins Mitteilungen (125, pag. 236) fußend, ihnen auf Taf. XI gegeben habe.

Limbo) kommen unter den jungen Karangs und dem Neogen Gesteine des älteren Untergrundes (kristalline Schiefer und Peridotite) zum Vorschein. Nach Westen folgen beim Anstieg zur Hochfläche von Limbo wieder neogene Kalkablagerungen, die längs des Sampulavatales und in der Küstenzone von geschlossenen Karangterrassen, auf der Hochfläche selbst nur noch von einzelnen Kuppen des jungen Korallenkalkes überlagert werden. Westlich von Limbo kommen im Tale des Bauflusses die neogenen Mergel zutage und unter ihnen in einzelnen beschränkten Partien ältere Gesteine, Diorite, Serpentine (Streichen N 18—20° W), eingelagert in phyllitische Glimmerschiefer, daneben auch Ton- und Kieselschiefer. Letztere könnten vielleicht Aequivalente der Sumalatastufe sein. An der Küste bei Bau Bau stellen sich wieder Karangs in großer Verbreitung ein (43, pag. 189 ff.).

Das Vorkommen kristalliner Gesteine konnte Elbert auch an verschiedenen Stellen in der Bucht von Laganda nachweisen. So erwähnt er Gerölle von Glimmerschiefer und Quarzit bei Wadjo, ferner dieselben Gesteine anstehend im Norden der Bucht am Tondobach. Im übrigen ist die flachere Ostseite der Insel ganz von jungen Korallenkalken bedeckt, die namentlich am Kap Batu Sangu und auf der Halbinsel Kalingtjussu große Verbreitung erlangen.

Im äußersten Norden kommt abermals das kristalline Gebirge zum Vorschein, es wurden an der Küste Gerölle von kristallinen Schiefern, ferner Quarzite, Grauwacken und Kieselschiefer gefunden. Diese Gesteine sind offenbar in hervorragendem Maße am Aufbau des zentralen Gebirges beteiligt, das im Kapala Ogena bis zu 1151 m Meereshöhe ansteigt. Dieselben alten Gesteine treten auf dem gegenüberliegenden Festland am Tandjong Kolone (Gunung Kolone 511 m) unter den jungen Korallenkalken wieder hervor.

So zeigt sich, daß die Inseln Kabaëna, Muna und Buton orographisch wie geologisch als Fortsätze des Südostarmes erscheinen; der zentralen, mit quartären Meeressedimenten erfüllten Kunawesenke entspricht die Tiworostraße zwischen Kabaëna und Muna und die flache, fast ausschließlich von Quartärschichten eingenommene Insel Muna; die Fortsetzung des Gebirges der Westseite (Südrumbia) bildet das gebirgige Kabaëna, das nach Verbeek (144, pag. 46) bis 1680 m Höhe ansteigt und von stark gehobenen Korallenkalken umringt ist; der langgstreckte Horst von Buton scheint seine Fortsetzung in den Inseln Wowoni und Manui zu finden, die gleichfalls gebirgig sein sollen und stark gehobene Karangs besitzen (Sarasins, 125, pag. 237, 238; Verbeek, 144, pag. 102). Die Auflösung des Südostarmes in einzelne NS gerichtete Pfeiler setzt also noch in die umgebenden Inseln fort, wie vor allem der Verlauf der Butonstraße beweist, die namentlich im südlichen Teile eine grabenartige Vertiefung aufweist (vgl. Taf. VIII, Fig. 1). In das vorherrschende, ungefähr NNO gerichtete Bruchsystem tritt außerdem ein OSO gerichtetes System ein, das den Einbruch der Rumbiaebene und der nördlichen Tivorostraße zwischen Festland und Muna erzeugt hat. Die Verhältnisse auf Buton lassen aber noch einen weiteren Schluß zu. Der schmale Horst von Buton mit Wowoni in einer Fortsetzung zeigt im Verhältnis zu den umgebenden Inseln und zum Festlande ganz besonders stark gehobene Karangs; es drängt sich auch hier die Vermutung auf, daß gehobene Karangs in ganz besonderem Maße auf den schmalen Horstschollen vorhanden sind, die von den tiefen Einbrüchen begrenzt werden, daß also an diesen Horsten eine besonders starke aktive Hebung stattgefunden haben muß (vgl. oben S. 24).

Oestlich von Buton, mit diesem durch eine untermeerische Brücke verbunden, liegen die Tukang besi-Inseln; sie sind (insbesondere die beiden größten Wandji und Binongko) ganz aus Korallenkalk aufgebaut, der in mehreren Terrassen ansteigt (43, pag. 157 ff.).

### 2. Das Wurzelstück des Ost- und Südostarmes (östliches Zentralcelebes).

Die bereits erwähnte Durchquerung von Zentralcelebes zwischen Borau und Posso durch Sarasins hat uns wertvolles Beobachtungsmaterial über die Fortsetzung des kristallinen Gebirges vom Südostarm in den Zentralteil der Insel gebracht (125, pag. 171, 192; 128, Bd. 1. pag. 192).

Nördlich von Borau erhebt sich, schroff aus der Küstenebene aufragend, das Tambokegebirge, das nach Sarasins bis 1500 m Höhe ansteigt; es ist mit seiner SO—NW verlaufenden Kammrichtung weit nach Zentralcelebes hinein zu verfolgen; seine Fortsetzung nach NW bildet der Takalakamm (s. unten). Gesteine der Glimmerschieferformation, Glimmerschiefer, Quarzite, aplitische Quarze, vielleicht auch kristalliner Kalk nehmen an seinem Aufbau in der Hauptsache teil, ferner basische Gesteine (Saussuritgabbro) und in beschränktem Maße Muskovitgneis (vgl. C. Schmidt, 125, Anhang pag. 4). Die Kette bricht nach Osten steil ab zur Senke des Kalaënaflusses, der innerhalb des Gebirges in seinem Oberlaufe ein typisches Längstal bildet. In der Senke am Rande des Gebirges lagern Bildungen, die Sarasins als Celebesmolasse bezeichnet haben, vermutlich also dem Neogen angehörende Sandsteine und Tone. Darüber lagern längs der Küste die quartären Strandablagerungen.

Nach Ueberschreitung des Kalaënabaches wurde die Tokalekadjokette bis zu einer Höhe von 1725 m erstiegen; auch dieses SO—NW streichende Gebirgsmassiv, das vom Tamboke durch das tiefe Kalaënalängstal getrennt wird, besteht ausschließlich aus kristallinen Schiefern mit verschiedentlichen Einlagerungen kristalliner Kalke und Serpentine (C. Schmidt, a. a. O. pag. 4); neben Gneisen — deren Vorhandensein allerdings Bücking bezweifelt (34, pag. 153) — und Glimmerschiefer werden auch Glaukophanschiefer erwähnt, kurzum Gesteine, wie sie uns in gleicher Form auch im Mautongebirge begegnet sind.

Sarasins erwähnen vom Tokalekadjo auch ihre Rottone in Verbindung mit den kristallinen Kalken wieder; wir haben schon oben darauf hingewiesen, daß es sich vermutlich um lateritische Zersetzungsprodukte, nicht um Radiolariengesteine handle; auch in den weiteren Schlüssen, daß die kristallinen Kalke — falls es sich wirklich um solche handelt — einen Sattel um die kristallinen Schiefer bilden und wegen der Ueberlagerung durch die nach ihrer Ansicht cretaceischen Rottone vielleicht als umgewandelte jurassische Kalke anzusehen seien, gehen die Forscher wohl sicher zu weit (125, pag. 172).

Eine andere Frage drängt sich indessen nach der Feststellung des Schichtenaufbaues im Tokalekadjogebirge auf; im SO liegen in der Fortsetzung die Peridotitketten südwestlich des Matannasees, auch in ihnen treten kristalline Kalke auf, Glimmerschiefer scheinen indessen hier zu fehlen; erst weiter südlich nehmen dieselben wieder am Gebirgsaufbau teil. Sind nun diese Peridotite Bestandteile der Glimmerschieferformation oder gehören sie einer anderen jüngeren Schichtenfolge an? Bücking stellt (34, pag. 163) die Peridotitgesteine (Gabbro, Serpentine etc.) von Südost- und Ostcelebes zu den wahrscheinlich cretaceischen Bildungen und beruft sich dabei auf Verbeek (142, pag. 11). Verbeek ist indessen neuerdings (144, pag. 61) auf Grund der Untersuchungen von Ambon (143) zu einer anderen Auffassung gekommen und vermutet in ihnen zum mindesten paläozoische Gesteine. Ich möchte aus dem Vorkommen der kristallinen Kalke in den Peridotiten schließen, daß dieselben, wenn auch vielleicht als ein hangendes Glied, zur Glimmerschieferserie gehören; denn Peridotitgesteine treten in Einlagerungen von zum Teil bedeutender Mächtigkeit an zahlreichen Stellen innerhalb der Glimmerschiefer auf, so im Tokalekadjogebirge, ferner weiter nördlich zu beiden Seiten des Possosees; endlich dürfen wir auch den Grünsteinzug des Mautongebirges sowie des Tominigebirges hierher stellen; ein

weiterer Anhaltspunkt mag darin gesehen werden, daß mit den Peridotiten verbunden auf der Osthalbinsel (siehe unten) echte Hornblendeschiefer auftreten, und daß innerhalb der Peridotit-Grünschieferzone des Ostarmes sich bei Bunta ein Zug kristalliner Gesteine einschiebt. Aus diesen Gründen bin ich geneigt, die Peridotit-Serpentin-Grünschiefergesteine, die den größten Teil des alten Felsuntergrundes der Ost- und Südosthalbinsel einnehmen, als ein Glied der Glimmerschieferformation anzusehen [1]).

Die Grenzlinie indessen, längs der die Peridotite des Südostarmes gegen die Glimmerschiefer von Zentralcelebes absetzen, ist keine natürliche Schichtengrenze, sie gibt sich vielmehr an ihrem nordsüdlichen Verlauf, den wir noch weiterhin feststellen werden, deutlich als junge Störungslinie zu erkennen, offenbar eine jener Bruchlinien, an denen das Bingkokagebirge im Westen gegen den Bonegolf abbricht, die den Bonegolf auf seiner Ostseite begleiten und zwischen Bonegolf und der Bucht von Posso eine tiefe Bruchzone geschaffen haben, die wir kurz als Possosenke bezeichnen können; in ihr liegt der zweitgrößte Binnensee von Celebes, der Possosee.

Am Nordostabhang der Tokalekadjokette liegt das dem Gebirgsstreichen folgende Kodinatal, dessen Wasser in nordwestlicher Richtung dem Possosee zufließen. Der Possosee folgt in seinem südlichen Teile noch etwas dieser Richtung der Kodinadepression — die neueren Aufnahmen, wie sie sich auf der Karte von 1909 und bei Abendanon finden, haben für ihn eine etwas andere Lage festgestellt, als Sarasins angegeben haben —, in seinem nördlichen Teile zeigt er indessen ausgesprochen NS-Richtung, und in diesem Teile vornehmlich wird er im W und O von steilen, bis zu großer Tiefe abfallenden felsigen Ufern umsäumt; seine Länge wurde von Sarasins zu 35 km geschätzt, die Breite zwischen 9 und 13,5 km. Seine größte Tiefe wurde neuerdings bei 440 m festgestellt; der Seespiegel liegt nach Sarasins Messungen bei 510 m Höhe.

Schon aus der Art des Seequerschnittes im nördlichen Teile und aus der beträchtlichen Tiefe, die er im Verhältnis zu seiner Breite besitzt, läßt sich der Schluß ziehen, daß der See durch Einbrüche entstanden ist. Sarasins sahen in der Possosenke (125, pag. 175), auf ihrer Faltentheorie fußend, eine Synklinale zwischen zwei den See im O und W begleitenden Antiklinalen, in die der See als ein lokaler Kesselbruch eingesunken sein soll. Wir haben indessen gesehen, daß das Gebirge um den See, und wir werden dies auch weiterhin bestätigt finden, ausgesprochene SO—NW-Streichrichtung zeigt, daß also weder der Possosee noch auch die ganze Senke in einer Synklinale liegen kann; dieselbe müßte in dem Falle dem SO—NW-Streichen des Gebirges folgen.

Von großer Bedeutung für die Beurteilung des Possogebietes sind die geologischen Verhältnisse in der nördlich an den See sich anschließenden Depression, und wir wollen zunächst versuchen, über den Aufbau dieser Zone Klarheit zu bekommen.

Unmittelbar an den Nordrand des Sees legen sich weißgelbe, löcherige, vorwiegend aus Korallen bestehende Kalke an; sie ragen am Nordufer des Sees in einzelnen, bis 50 m hohen Hügeln auf, so daß sie eine Meereshöhe von über 550 m erreichen. Sarasins fanden in diesen Kalken auch kleine, bis 2 mm große Foraminiferen, die sie für Nummuliten hielten, und sprachen den Kalk infolgedessen für eocän an. Diese Bestimmung ist von Verbeek richtiggestellt worden (144, pag. 61); es handelt sich demnach — wenigstens nach den bisherigen Funden — sicher nicht um eocänen, sondern um einen jüngeren Kalk. Ob derselbe aber dem Neogen oder gar dem Jungneogen angehört, wie Wichmann und andere angenommen haben, muß doch noch fraglich erscheinen. Denn das Miocän ist

1) Zu der gleichen Anschauung ist, wie wir sahen (S. 97), auch Elbert auf Südostcelebes gekommen.

in der Possodepression durch Sandsteine und Konglomerate mit Tonen vertreten, in denen Sarasins eine Fauna auffanden, die nach der Untersuchung Böttgers dem brakischen Miocän zuzurechnen ist (125, pag. 179). Diese neogenen Bildungen liegen am Fuße der breiten, den Possosee nach Norden abschließenden Kalkplatte und greifen in die durch die Flußtäler tief zerzackte Kalkplatte ein; sie überlagern den Kalk, wie Sarasins annahmen, und einen Beweis für diese Annahme möchte ich neben der brakischen Natur des Miocäns vor allem in dem Umstande sehen, daß am oberen Possofluß, also oberhalb der anstehend beobachteten Miocänschichten unter dem Kalke das wahre Liegende in Gestalt cretaceischer Gesteine zum Vorschein kommt. Sarasins fanden nämlich hier im Bette des Possoflusses rote Schiefertone und ihre Radiolarien führenden Hornsteine; daß letzteres echte Radiolariengesteine sind, wird auch von anderer Seite bestätigt. Wichmann (158, pag. 163 ff.) gibt eine Aufzählung der vom Missionar Kruijt auf seiner Reise zum Possosee gesammelten Gesteine; unter diesen finden sich gleichfalls jaspisähnliche, Radiolarien führende Hornsteine aus dem Posso- und Mapanefluß, die bereits Wichmann mit den von Rettger (112) beschriebenen Hornsteinen Südborneos vergleicht. Die von Kruijt gesammelten Kalke zeigen vorwiegend Fungiden und Madreporiden, die nach Wichmanns Ansicht schwerlich von rezenten zu trennen sein dürften. Sarasins machen demgegenüber auf die Bestimmung eines Korallenstückes als tertiär aufmerksam (125, pag. 187). Die genaue paläontologische Untersuchung des Kalkes vom Possosee wird zweifellos über seine Altersfrage noch einmal sicher Aufschluß geben; aus den oben angegebenen stratigraphischen Gründen bin ich vorläufig der Sarasinschen Auffassung gefolgt, daß die Kalke älter sind, als das ihnen vorgelagerte brakische Miocän, unterlagert werden von cretaceischen Schichten, so daß sie selbst, da echte Nummuliten aus ihnen bisher nicht bekannt geworden sind, ins Oligocän bzw. Altmiocän zu stellen wären (s. oben S. 91). Erwähnt sei noch, daß nach Abendanon im Possofluß unter den jüngeren Bildungen auch das kristalline Grundgebirge an einzelnen Stellen zum Vorschein kommt (6, pag. 999). Ferner werden von Wichmann a. a. O. versteinerungsleere Tone aus der Nähe des Sees beschrieben, die unter dem Kalke liegen; sie kommen auch als Gerölle im Flusse vor und könnten nach ihrer Lagerung vielleicht auf cretaceische Bildungen bezogen werden.

Wir kehren zur Umrahmung des Possosees zurück; die Aufsammlungen Kruijts vom See bestehen in der Hauptsache aus quarzreichen Glimmerschiefern und Glimmerquarziten; als Einlagerung darin tritt am Ostufer kristalliner Kalk auf; derselbe findet sich auch in schmalen, parallelen Bändern dem Glimmerschiefer und Glimmerquarzit auf der Westseite eingelagert; hier wird er von Abendanon erwähnt (7, pag. 1219). Endlich wurden von Kruijt auch Glaukophanschiefer gefunden, die Sarasins aus dem Tokalekadjogebirge beschreiben. Gerölle von kristallinem Kalk im Mapanefluß entstammen offenbar dem kristallinen Gebirge von der Westseite des Sees (vgl. A. Wichmann, 158, pag. 163, und A. Kruijt, 81, pag. 53 ff.).

Der letztgenannte Bericht beschreibt den im Jahre 1897 unternommenen Zug von Kruijt zum Possosee, an dem auch der bei dieser Gelegenheit so traurig ums Leben gekommene holländische Geologe R. Fennema teilgenommen hat; auf dieser Expedition wurde unter anderem festgestellt, daß die Schichten auf der Ost- und Westseite des Sees entgegengesetzt, und zwar voneinander abfallen, daß mithin der Einbruch des Sees längs eines Sattels stattgefunden habe. Sarasins geben das von Kruijt beobachtete Streichen irrtümlicherweise gerade umgekehrt an (auf der O-Seite nach W, auf der W-Seite nach O) und wollen infolgedessen in dem Kruijtschen Sattelaufbruch einen anderen Ausdruck für ihre Possomulde sehen (125, pag. 189).

Koperberg (1901, pag. 130) schließt sich der Ansicht von Kruijt und Fennema an, daß der See in einen Luftsattel eingebrochen sei, gleichzeitig erwähnt er indessen das überaus schwankende Streichen der Schichten des kristallinen Gebirges. Schon daraus folgt eigentlich, daß das entgegengesetzte Einfallen der Schichten an beiden Ufern ein rein zufälliges sein muß. Ferner, von einem Sattelaufbruch zu reden, wie es Kruijt und Koperberg tun, ist doch schon deswegen nicht angängig, weil das kristalline Gebirge schon längst vor Bildung des Possosees zu einem starren Horste zusammengefaltet war; zudem beweist die Richtung der Tektonik des Possograbens zur Genüge die völlige Unabhängigkeit dieses Einbruches von der Streichrichtung des alten Gebirges. So spricht denn auch Abendanon von einem unsymmetrischen jungen Einbruch des Possosees innerhalb der alten Possosenke.

Im Tomasaflusse, einem rechten Seitenflusse des Possoflusses, treten nach Kruijt (83, pag. 593) nahe der Wasserscheide gegen den Tompira-(Laa-)Fluß innerhalb der Glimmerschieferformation Einlagerungen von Chloritschiefern auf, aus denen die in jener Gegend unter den Eingeborenen verbreiteten Steine zum Fuja-(Baumbast-)Klopfen hergestellt werden. Nach Koperberg (68, pag. 119, 120) ist das Gestein eher als Serpentin zu bezeichnen, die kristallinen Schiefer bestehen im wesentlichen aus Talk- und Kalkglimmerschiefern.

Am unteren Tomasa besitzen die Kalke der Possosenke große Verbreitung; der Hauptort Peladia liegt nach Kruijt auf einem 420 m hohen Kalkhügel; nach Koperberg (a. a. O. pag. 120) erreichen die Kalke in diesem Teile der Senke sogar bis 1000 m Meereshöhe. Wichtig ist indessen, und das wird auch von Koperberg bestätigt, daß die Kalke trotz dieser hohen Lage nicht über das Nordufer des nur 510 m hohen Possosees nach Süden hinausreichen. Koperberg folgert daraus, daß der See ursprünglich ein Tal gebildet habe, das ungefähr an der Stelle des heutigen Nordufers ins Meer mündete. Hier begannen sich die Korallenkalke als Strandbildungen — gerade an der Flußmündung? — abzulagern; durch spätere Emporhebung — die also nur den ursprünglich untermeerischen Teil betroffen haben dürfte — wurde dann der See vom Meere abgetrennt. Die Kalke nördlich des Sees wurden also 1000 m hoch gehoben; der Seeboden selbst aber behielt seine ursprüngliche Höhenlage.

Demgegenüber erscheint es mir doch wahrscheinlicher — und darauf führten ja auch die obigen Ausführungen hin —, daß der Kalk, der weiterhin den ganzen Ostarm begleitet, eine ursprünglich zusammenhängende Ablagerung gebildet hat, längst vor der ersten Anlage der Possosenke. Später brach der Kalk in den Graben ein und wurde in seinem Schutze vor der völligen Zerstörung bewahrt. In einem noch späteren Stadium bildete sich der Possosee als ein lokaler tiefer Kesselbruch innerhalb der Possosenke; danach wäre es also nicht nötig, in der nördlich des Sees bis über 500 m aufragenden Kalkzone die alte Strandlinie zu sehen, vielmehr ist wohl anzunehmen, daß der Kalk in den Kessel des Sees mit abgesunken ist. Bezüglich der weiteren Literatur, insbesondere der Geschichte der Erforschung des Possosees kann ich hier auf die erschöpfenden Darstellungen P. und F. Sarasins (125, pag. 171 ff.; 128, Bd. 1. pag. 192 ff.) verweisen, die selbst an jenem Werke in hervorragendem Maße beteiligt gewesen sind.

Das Küstenland der Possobucht wird namentlich westlich der Mündung des Possoflusses von jugendlichen Korallen- und Muschelkalken gebildet, die den neogenen Mergeln auflagern. Mit der westlichen Begrenzung der Possosenke springt die Küste weit nach Norden vor, und hiermit tritt auch das kristalline Gebirge wieder an die Ufer der Tominibucht. Am östlichen Abhang des Zentralgebirges, das sich aus dem zentralen Inselteile in den uns schon bekannten Nordarm fortsetzt, strömen verschiedene kleine Bäche von der Höhe des schroffen Gebirges in kurzem steilen Laufe zur Küste hinab.

Der Merandafluß besitzt einen berühmten, auch von der See weithin sichtbaren Wasserfall, dessen Entstehung offenbar auf die noch heute in Weiterbildung begriffenen Bruchspalten der westlichen Possosenke zurückzuführen ist. Koperberg fand am Meranda (68, pag. 121) im Innern Glimmerschiefer, an der Küste indessen in schmalem Saume Plattenkalke und Kalkbreccien, vermutlich neogene Bildungen, wie wir sie in ähnlicher Ausbildung weiter nördlich zwischen Dongkasa und Tj. Lemo kennen lernten. Bücking (34, pag. 162) führt vom Merandafluß auch Quarzporphyr an.

Damit sind wir an der Küste des Nordarmes angelangt, die wir oben bei der Saussumündung verlassen haben. Von Posso bis Saussu dominieren demnach Glimmerschiefer unter den Gesteinen des alten Gebirges, von Parigi nach Norden folgen darauf, wie wir sahen, Gneise, die weiterhin von den Schichten der Tinomboformation abgelöst werden. Koperberg hat die nordwestliche Tominibucht nicht besucht. Seine Aufnahmen erstreckten sich im Norden bis in die Gegend von Tomini, im Süden auf die Umgebung von Posso; daher schreibt er (71, pag. 183), von Posso ausgehend: „Die kristalline Schieferformation endigt erst im Norden bei Molosipat, sodaß als feststehend angenommen werden kann, daß sie den westlichen Teil der Tominibucht umgibt von der Westgrenze von Paguat bis in die Osthalbinsel.“ Das ist indessen, wie wir oben sahen, heute nicht mehr zutreffend.

Ehe wir uns der Osthalbinsel selbst zuwenden, seien hier noch einige Beobachtungen erwähnt, die Kruijt gelegentlich der ersten Durchquerung der Osthalbinsel von Posso nach der Tomoribucht gemacht hat (17, pag. 135ff.). Der Weg führt die Talilischlucht (= Tawaja auf der Karte Taf. XI) südlich von Todjo hinauf bis auf das ca. 900 m hohe Bongkagebirge, dann über verschiedene kesselartigen Senken hinab in das Sumaraflußgebiet, das der Tomoribucht zufließt. Auf dem Rückwege wurde der Laa — oder Tampira — aufwärts verfolgt und dann die nur ca. 600 m hohe Wasserscheide zum Possosee überschritten. Geologische Notizen finden sich in dem Berichte nur wenig; vom Südabhang des Bongkagebirges am Tobuafluß werden Konglomerate erwähnt, vermutlich neogene Bildungen, die wir auch weiter östlich noch treffen werden (pag. 147). Neuerdings hat Abendanon denselben Weg in umgekehrter Richtung ausgeführt (6, pag. 987ff.). Von Tokilo an der SO-Seite des Possosees wurde die niedrige Wasserscheide zum Walati überschritten und eine in 400 m Meereshöhe (also 100 m unter dem Possoseespiegel) gelegene kesselartige Depression, die Walatisenke, durchwandert. Ein 100 m hoher Kamm trennt die Walatisenke von der weit größeren Tomatasenke, in der sich der Walati mit dem Laa vereinigt. Während bis hierher Glimmerschiefer das Gebirge aufbauen, folgt am Ostrande der Tomatasenke, die mit Tonen und Braunkohlenbildungen erfüllt ist, ein 600 m hoher schmaler Gebirgskamm, der aus Serpentinen und darüberlagernden Kalken — vermutlich alttertiär — gebildet wird. Der Laafluß durchbricht diesen schmalen Gebirgsriegel im Kamporesawasserfall und gelangt in eine neue, nordsüdlich gerichtete Senke, die Tiusenke mit dem Lowomeer, das schon von Sarasins und Kruijt genannt wurde. Alle diese Senken lassen ihre Entstehung durch junge Brüche vermuten, insbesondere die Tomata- und Tiusenke; die Bruchlinien dürften zum Teil mit der Grenze zwischen den Glimmerschiefern und den östlich darauf folgenden Peridotit-Serpentingesteinen zusammenfallen, sie haben, wie besonders die Tiusenke erkennen läßt, vorwiegend NS-Richtung, werden aber allem Anschein nach von einem O—W-Bruchsystem gekreuzt, das von O, von der Tominibucht her in den zentralen Inselteil eindringt. Abendanon ist allerdings geneigt, die Entstehung dieser Senken mit SW-NO-Brüchen in Verbindung zu bringen, die vom Nordabhang des Latimondjong längs des Nordrandes des Bonegolfes über die Bucht von Tomori laufen. Wir werden unten noch auf diese von Abendanon vermuteten Bruchsysteme zu sprechen kommen.

Die Tiusenke wird von einem, schon von Sarasins (vgl. oben S. 95) beobachteten Serpentinzuge nach Osten von der Tomoribucht getrennt. Alle soeben genannten Senken stellen nach Abendanon alte Seebecken dar.

Serpentine bleiben (6, pag. 990 ff.) auch auf dem Inselabschnitt zwischen Sumara und der Bucht von Posso das vorherrschende Gestein; aus ihnen besteht das fast senkrecht zur Senke des unteren Sumara abfallende Towigebirge, ebenso, wie wir nach weiteren Beobachtungen auf der Osthalbinsel schließen dürfen, auch wohl in der Hauptsache das Tokallagebirge im Osten der Sumarasenke, das mit seiner 2600 m hohen Kammlinie zu den gewaltigsten Gebirgsmassiven der Insel gehört. Zwei Erscheinungen fallen dabei besonders ins Auge: zunächst, daß nach den Aufnahmen Abendanons die ganzen Gebirgszüge zwischen Tomori und der Possosenke ausgesprochene SO-NW-Streichrichtung besitzen, so das Tokallagebirge, das Towigebirge, ferner weiter im Nordwesten die Peleru- und Papanggeukette, während nach der von Kruijt und vor allem von Sarasins vertretenen Ansicht mächtige Kettengebirge in scharfem Bogen aus dem Südostarme der Insel in den Ostarm umbiegen sollten (vgl. Taf. VIII, Fig. 2). Die Untersuchungen Abendanons haben diese Auffassung endgültig widerlegt. Wir finden auch in diesem Teile der Insel die bekannte Streichrichtung des alten Gebirges wieder.

Weiter läßt sich aus den Aufnahmen entnehmen, daß auch die Umgebung der Tomoribucht von ungefähr nordsüdlich gerichteten Bruchlinien beherrscht wird, denen die Tiusenke und die Sumaraebene, besonders ihr westlicher Steilrand, zuzuschreiben sind. Wahrscheinlich greift in das NS-Bruchsystem noch ein zweites OW-System hinein, und aus der Kreuzung beider sind die stark zergliederte Tomoribucht, ebenso die westlich von ihr liegenden kesselartigen Senken von Tomata und Walati, hervorgegangen.

Die Sumarasenke wird im Norden durch einen aus Gabbro (Peridotit?) bestehenden Höhenzug mit nordwestlicher Streichrichtung, dem Paäkamm, von einer kleinen, 520 m hoch gelegenen Senke getrennt, aus der nach Norden der Tawaja und Laro abfließen. Die Senke ist erfüllt mit Tonen, am Paägebirge wurden Sandsteine und Konglomerate beobachtet; letztere — offenbar mit den von Kruijt schon erwähnten identisch — besitzen weiterhin auf der Osthalbinsel große Verbreitung und sind vermutlich in die jugendliche Senke miteingebrochen. Nördlich von der Senke erhebt sich der ca. 800 m hohe Kaju Langko-Kamm (Kruijts Bongkagebirge), durch das der Tajaa und Laro in tiefer Schlucht zum Meere abfließen. Abendanon nahm an, daß die westlich seiner Durchquerungsroute gelegenen Peleru- und Papanggeuketten aus demselben Peridotitgebirge aufgebaut seien, wie die die Sumarasenke umrahmenden Gebirge. Indessen ist nach früheren Untersuchungen Koperbergs, die Abendanon vielleicht entgangen sind, dieses ganze Gebiet (nach ihm im Wanempomaneo gipfelnd) aus Glimmerschiefern aufgebaut (71, 182 ff.). Daraus geht nun mit ziemlicher Deutlichkeit hervor, daß die Glimmerschiefer-Peridotitgrenze bis an die Possobucht eine nordsüdliche Richtung besitzt, und weiter können wir schließen, daß diese Grenzlinie, die ganz abweichend von dem auch in diesem Inselteile vorherrschenden SO-WN-Streichen des alten Gebirges verläuft, durch junge NS-Bruchlinien veranlaßt worden ist. Diese Bruchzone bildet zugleich den Ostrand jenes großen Senkungsgebietes, in dessen Mitte die eigentliche Possodepression und der Possosee liegen. Das Senkungsgebiet, kurz Possosenke genannt, scheidet also Ost- und Südostarm von dem durch Westzentralcelebes verbundenen Nord—Südarm; der fortschreitende Einbruch bahnt eine Trennung der beiden Inselteile in der Richtung des Bone- und Tominigolfes an.

### 3. Der Ostarm.

Wir wenden uns nun dem eigentlichen Ostarm zu und folgen zunächst den bereits erwähnten Aufnahmen Koperbergs (71, pag. 182), die sich von Posso ostwärts längs der Todjoküste bis zum Tj. Api erstreckten.

Die Küste östlich von Posso besitzt anfangs noch westöstlichen Verlauf; das Küstenvorland bilden, wie westlich des Possoflusses, neogene Mergel und Mergelsandsteine (zwischen Posso und Tj. Karawasa), während im Hinterlande bis in das Tomasagebiet die uns schon bekannten tertiären Kalke zu Höhen von 600 -1000 m Höhe ansteigen. Oestlich von Tongka schneiden die hier in beschränkter Breite ans Meer tretenden Kalke plötzlich ab, und Glimmerschiefer tritt bis an die Küste vor. Ihm fehlt durchweg die Kalkbedeckung, die im Osten zu bedeutender Meereshöhe aufsteigt; auch diese auffällige Tatsache spricht meines Erachtens entschieden dafür, daß der Kalk der Possosenke in dieselbe eingebrochen ist, nicht erst nach ihrer Bildung darin abgelagert wurde (vgl. oben S. 103).

Bei Uëkuli biegt die Küste in scharfem Bogen nach NO um, und zugleich folgt ein auffälliger Gesteinswechsel, der sich auch orographisch deutlich ausprägt. Die sanft gewellten Glimmerschieferhöhen des Westens werden von einem bizarr geformten wilden Bergland abgelöst, das aus den von uns schon vermuteten Gesteinen der Peridotitfamilie besteht. Die Grenze fällt also genau mit der angenommenen großen NS gerichteten Bruchzone zusammen, die wir soeben von Süden her bis an die Possobucht verfolgt haben. Von besonderem Interesse scheint mir, daß Koperberg gerade auf dieser Grenzlinie, in der oberen Talilischlucht (= Tawajabach) Durchbrüche von jungen Porphyriten (vielleicht Andesiten) festgestellt hat (pag. 187); das könnten gangförmige Durchbrüche auf dieser Bruchzone sein.

Die Gesteine des Peridotitgebirges sind nach Koperberg vorwiegend zu Serpentin zersetzte Olivindiabase mit Enstatit, Bastit und Chromeisen; sie ähneln mithin den Harzburgiten und Wehrliten. Diese Gesteine halten bis in die Gegend des Bongkaflusses längs der Küste an und setzen, nach der Geröllführung der Flüsse zu urteilen, auch noch weiter nach Osten fort, indessen nur im Innern; an der Küste werden sie nordöstlich von Bongka abgelöst durch Hornblendeschiefer, die zwei isolierte Berge an der Küste aufbauen, von denen der eine zwischen dem Bongka und Ampanafluß sich erhebt, der andere das weit in die Tominibucht vorspringenden Tj. Api (Feuerkap) bildet. Wichmanns Angabe (158, pag. 165), daß das Tj. Api aus Enstatit-Olivingesteinen bestehe, ist allem Anschein nach auf Rollstücke aus den Flüssen der Nachbarschaft geschehen. Die beiden Berge schließen zwischen sich die breite Talfläche des Ampanaflusses ein; auf dem Hornblendeschiefer lagern junge Korallenkalke.

Das Tj. Api wurde wegen seiner kegelförmigen Gestalt und wegen seines Namens früher für einen Vulkan gehalten. Der Name rührt indessen, wie schon Kruijt (77, pag. 103) festgestellt hat, von selbstentzündlichen Gasen, die am Strande des Kaps aufsteigen, her.

Der bisher beschriebenen Küstenstrecke folgen, ungefähr von Todjo an, landeinwärts auf den Peridotiten ruhend, Sedimente, Mergel, Mergelsandsteine und Konglomerate, letztere zum Teil mit Muschel- und Korallenresten. Sie dürften nach Koperberg vermutlich tertiär sein, und zwar den Bildungen von Posso entsprechend wohl dem Neogen angehören. Das Einfallen ist an der Küste in der Regel ziemlich deutlich landeinwärts gerichtet, weiter im Innern wird es indessen flacher. Ueber den neogenen Sandsteinen und Konglomeraten folgen in noch höherer Lage im Gebirge Kalksteine, die Koperberg mit den jungen Karangs an der Küste vereinigt hat; ich möchte indessen der Vermutung Raum geben, daß sie vielleicht doch höheren Alters sind, da sie mit den Kalken der Possosenke ungefähr in derselben stratigraphischen Lage liegen, und weil in derselben Position weiter nach Osten

Kalke in großer Verbreitung auftreten, die nach Wanners und Verbeeks Untersuchungen sicher bis ins Alttertiär hinabreichen.

Auch Gesteine der Sumalatastufe scheinen der Ostküste nicht zu fehlen; wenigstens beobachtete Koperberg Rollstücke von roten Kieselschiefern mit Globigerinen(?) im Talilibache; sie gehören offenbar mit den Radiolarienhornsteinen der Possosenke zusammen. Ferner werden Foraminiferenkalke verschiedenen Alters von der Todjoküste genannt, endlich phyllitische Tonschiefer. Ueber die mutmaßliche Verbreitung aller dieser Gesteine wissen wir damit freilich noch nichts; die Flüsse bringen vor allem viel Hornblendeschiefergerölle aus dem Gebirge herab, was auf große Verbreitung dieser Gesteine im Innern schließen läßt (71, pag. 192).

Noch ein Wort über das Alter der Peridotite und Hornblendeschiefer; Koperberg zweifelt vorläufig an der Zusammengehörigkeit dieser basischen Gesteine mit den Glimmerschiefern des Possogebietes, da an der Grenze beider bei Uëkuli Uebergänge zwischen beiden Gesteinen ganz zu fehlen scheinen. Dieses Bedenken fällt indessen, wenn man in jener Grenze, wie wir es taten, eine junge Störungslinie sieht. Ich habe bereits oben die Gründe angegeben (S. 100, 101), die mir für eine Zugehörigkeit der Peridotite und verwandten Gesteine zur Glimmerschieferformation — vielleicht als ihr jüngstes Glied — zu sprechen scheinen; die zahlreichen Einlagerungen von Peridotit-Serpentingesteinen im Glimmerschiefer des Possogebietes, des Tokalekadjogebirges und nach Elbert im Mendokegebirge, die kristallinen Kalke des Matannaseegebietes, endlich das Wiederauftauchen der kristallinen Gesteine aus den Grünschiefern im östlichen Teile der Osthalbinsel deuten doch auf eine enge Verbindung beider Gesteinsgruppen.

Tandjong Api leitet uns über zu der Inselgruppe der Togean- oder Schildpadeilanden, die, in der Mitte der Tominibucht gelegen, schon seit langem das Interesse auf sich gelenkt haben, da sich auf der nordwestlichst gelegenen Insel, Una Una, ein noch aktiver Vulkan befindet. In den Sommermonaten des Jahres 1898 hat derselbe einen heftigen Ausbruch gehabt, bei dem der Aschenregen bis Dongala, ja bis Kutei auf Ostborneo (Koperberg, 68, pag. 118) getragen wurde.

Der höchste Punkt der Insel ist 483 m hoch; der Ausbruch des Jahres 1898 ist indessen an einer weiter nördlich gelegenen Stelle erfolgt, wie die beigefügte von NW aufgenommene Profillinie

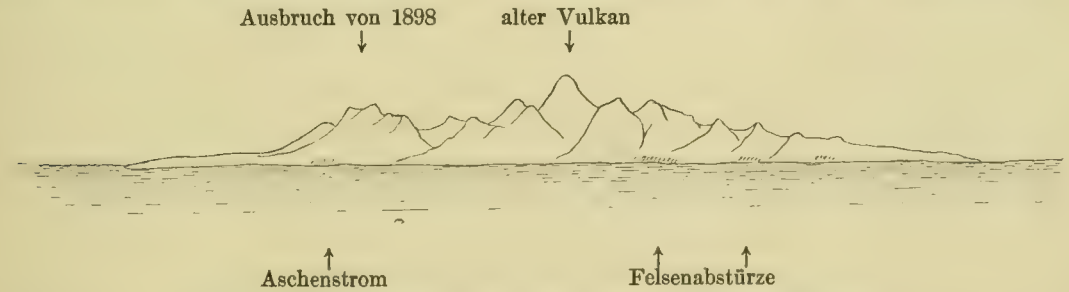



Fig. 6. Umrißlinien der Insel Una-Una von Nordwesten gesehen.

erkennen läßt (Fig. 6)[1]). Die Auswurfprodukte des Vulkanes bestehen in der Hauptsache aus Aschen und Lapilli von Augitandesit und trachytähnlichem Hornblendeandesit (vgl. Bücking, 34, pag. 202);

1) Wichmann (161, pag. 144) gibt eine genaue Beschreibung des Ausbruches nach den darüber eingelaufenen Nachrichten; das pag. 149 nach Angaben des Herrn Kontrolleur Dumas wiedergegebene Kärtchen läßt die starke Gliederung des Gebirges im Innern nicht erkennen; es ist offenbar sehr schematisiert. Sarasins geben (125, pag. 228) eine Silhouette, von der Ostseite gesehen.





14*

breite Schlammströme haben sich beim letzten Ausbruch nach der Nord- und Nordostseite bis zur Küste ergossen; ersterer ist in der Fig. 6 angedeutet.

Von den übrigen Inseln der Gruppe sind nur vereinzelte Notizen bekannt geworden; auf Togean erhebt sich eine Zwillingsbergkuppe bis annähernd 250 m über See; vermutlich ist auch dieser Berg ein erloschener Vulkan; denn A. B. Meyer sammelte hier bei seinem Besuche 1871 Augitandesit und Gesteine mit Hornblende und Sanidin (Frenzel, 49, pag. 294). Letztere erinnern an die trachytähnlichen (sanidinführenden) Hornblendeandesittuffe von Una-Una und an die nach Koperberg sanidinführenden Dazittuffe vom Tandj. Santigi im Norden (vgl. oben S. 19).

Im übrigen sind die Inseln flach und vermutlich in der Hauptsache aus ganz jungen Korallenkalken aufgebaut. Schon Rosenberg bemerkt (123, pag. 261), daß die Inseln „ein dem Meere entstiegener, aus Muschelkalk und Sandsteinkonglomerat bestehender Boden von keinem hohen geologischen Alter“ seien. Zahllose noch rezente Korallenriffe umgeben die Inseln und machen die Schiffahrt in den engen Straßen zwischen ihnen recht gefährlich.

Sarasins vermuten in dem Togean-Archipel vorwiegend Inseln vulkanischen Ursprunges (125, pag. 225, 228); die Anordnung derselben in zwei sich kreuzenden Richtungen bringt sie auf den Gedanken, zwei Vulkanspalten anzunehmen, deren eine über Kap Api — das ihnen auch „vulkanverdächtig“ schien — über Togean nach den „Vulkanen“ von Gorontalo verläuft und weiter über die Vulkane der Minahassa in die Molukkenstraße fortsetzt (125, pag. 222). Die zweite Spalte soll über Una Una nach der Halbinsel Bualemo streichen, die nach ihnen vermutlich auch vulkanisch ist. Diese letztere Vermutung hat sich indessen, wie wir gleich sehen werden, ebensowenig wie die bezüglich des Gunung Api bestätigt. Eine Verbindung des rezenten Una-Una-Vulkans mit den „Vulkanen“ von Gorontalo ist aber ebenfalls recht gewagt, da die bei Gorontalo von Sarasins entdeckten vulkanischen Produkte, wie wir oben (S. 60 u. 65) sahen, vermutlich nur Reste einer ursprünglich weit verbreiteten Andesitkonglomeratstufe tertiären Alters darstellen.

Die eine der von Sarasins vermuteten Vulkanlinien hat übrigens auch Koto (76) und nach ihm Suess bei seiner Analyse des Malayischen Archipels angenommen (139, Bd. 3. Teil 1. pag. 297 ff.). Einer der Virgationsäste der Philippinen soll in Gestalt einer Vulkanlinie über die Sangi- und Talauerinseln durch die Minahassa nach Una Una und Tj. Api verlaufen. An der Existenz einer solchen Vulkanlinie möchte ich schon aus dem Grunde zweifeln, weil sie zwischen der Minahassa und Una Una, wie ein Blick auf die Uebersichtskarte zeigt, den alten Gebirgshorst östlich des Bonegebirges schneiden müßte. Das Küstengebirge östlich Gorontalo ist aber, wie wir sahen, von tektonischen Linien ganz anderer Richtung beherrscht. Abendanon hat ferner (11, pag. 1152) darauf hingewiesen, daß zwischen der Küste und Una Una nach der neuen Meereskarte (Taf. VIII, Fig. 1) eine Tiefenzone von über 3000 m Tiefe verläuft[1]), die jeden Zusammenhang der Insel mit dem Festland auflöst.

Wir können daher nur sagen, und zu diesem Resultat ist auch Wichmann (161, pag. 144 ff.) gekommen, daß der oder die Vulkane der Togeaninseln in dem tiefen Einbruchkessel der Tominibucht liegen, indessen keinerlei tektonischen Zusammenhang mit den Vulkanen der Minahassa und den Sangi- und Talauereilanden erkennen lassen. Wir können weiter aus dem bisher gewonnenen Bilde, insbesondere der Nordhalbinsel, den Schluß ziehen, daß die tektonischen Linien der Insel, wie sie im alten Gebirge deutlich hervortreten, keinerlei Beziehungen zu den heutigen Vulkanen verraten, ebensowenig wie letztere eine reihenförmige Anordnung auf bestimmten Linien vermuten lassen.

1) Die größte Tiefe wurde bei 3755 m gelotet (Niermeyer, 106, Karte t. 11.)

Wir wenden uns dem östlichen Teile des Ostarmes, der eigenartig abgeschnürten Halbinsel Bualemo zu. Verbeek hat diesen Inselteil in neuerer Zeit besucht und in seinem Molukkenverslage eine geologische Darstellung sowohl der Halbinsel wie auch der Südküste des Ostarmes nebst den im Süden vorgelagerten Inseln des Banggai-Archipels, zum Teil nach den Aufnahmen Wanners (151, pag. 739 ff.), entworfen (144, t. 2; Beil. 3. f. 46).

Hiernach wird das Innere der Halbinsel Bualemo im wesentlichen aus Diabasen aufgebaut, die in den beiden Hauptgipfeln der Halbinsel, dem G. Tompotika mit 1472 m und G. Balanta mit 1185 m, aufsteigen (das. pag. 100). Das alte Diabasgebirge wird allseitig umgeben von einem breiten Gürtel grauer Sandsteine und Breccien mit viel Diabasmaterial von neogenem bezw. quartärem Alter. Auf dem Neogen ruhen in der Nähe der Küste vereinzelt junge Karangs, so in der Umgebung des Hauptortes der Halbinsel, Bualemo. Auch die kleine Inselgruppe Pulu ampat östlich dieses Ortes wird von Karangs gebildet. Die jüngeren Bildungen (neogen und quartär) liegen meist ganz flach und steigen bis zu 250 m Meereshöhe am alten Gebirge empor.

Diabase nebst den uns schon von Westen her bekannten Peridotitgesteinen bilden das Innere des Landes auch weiter nach Westen, wie sich aus Geröllaufsammlungen sowohl im Buntafluß an der Nordküste wie in den Flüssen von Mendono, Kientong und Tangkiang an der Südküste am Golf von Tomaiki entnehmen läßt (a. a. O. pag. 101 u. 211 ff.). Es besteht mithin der Felsuntergrund des ganzen Ostarmes von Bualemo bis an die Todjoküste und an die Grenze der Possosenke aus den Peridotit-Diabas-Grünschiefergesteinen. Nur in der Umgebung von Bunta scheinen sich in diese Gesteinsserie Granit und Glimmerschiefer einzuschalten; Verbeek erwähnt Gerölle von Granit (Hornblendegranit bezw. Tonalit) neben den aufgeführten basischen Gesteinen, ich selbst beobachtete am Strande auf der Fahrt in die Tominibucht glimmerreiche Sande, die ich nach den Beobachtungen bei Mauton auf verwitterte Glimmerschiefer zurückführen möchte. Das Auftauchen der Granitglimmerschiefergesteine bei Bunta beweist, wie schon oben angedeutet wurde, die engen Beziehungen der Peridotite und Grünsteine mit den kristallinen Schiefern.

Weiter aber wird durch die Feststellung kristalliner Gesteine bei Bunta das unvermittelte Auftreten der kristallinen Schiefer im Banggai-Archipel, der ungefähr in der SO-Verlängerung von Bunta liegt, erklärt. Verbeek gibt eine eingehende geologische Darstellung der Inseln des Archipels (144, pag. 102 ff. und t. 2). Die vier Hauptinseln, Peling, Banggai, Labobo und Bangkuli, bestehen im Innern ausschließlich aus kristallinen Schiefern und Granit; vorwiegend sind es muskovit- und biotitreiche Gneise, auch Hornblendegneise, in denen Granite und Granitporphyre auftreten. Außer den archaischen Schiefern finden sich auf Labobo auch phyllitische Tonschiefer; Verbeek vereinigt die letzteren mit den Gneisen zu seiner „Alten Schieferformation“; vielleicht stellen sie jüngere, den Tinomboschichten äquivalente Bildungen dar, denen sie nach der Beschreibung sehr ähneln (a. a. O. pag. 219 u. 104). Erwähnt sei noch, daß auf Südpeling, dem schmalen Mittelstück der eigenartig geformten Hauptinsel, große Glimmerplatten im Gneise gewonnen werden; derselbe entstammt vermutlich pegmatitischen Gängen innerhalb der kristallinen Schiefer. Dieser Glimmer ist offenbar das Gestein, von dem es bei Sarasins nach Berichten von Boscher und Matthiessen (29) heißt: „Banggaistein, eine weiße Steinsorte, die sich völlig in hornartige Häutchen abschülfern läßt“ etc. „Die Eingeborenen machen Gebrauch davon zum Verfertigen von Sirihdosen.“

Verbeek erwähnt noch verschiedene Vorkommen von kristallinem Kalk als Einlagerungen in den Schiefern. Auch Boscher und Matthiessen nennen dieselben von Peling.

Wir finden also auf den Banggai-Inseln das kristalline Gebirge, Gneise, vermutlich auch Glimmerschiefer mit Graniten und Linsen von kristallinem Kalk in ganz ähnlicher Zusammensetzung wie im Mautongebirge wieder; auf der Verbindungslinie zwischen beiden liegen die Funde von Bunta, eingelagert zwischen basischen Gesteinen ganz ähnlich wie die Glimmerschiefer von Mauton zwischen dem Grünschieferzuge des Mautongrenzgebirges und den Chlorit-Serpentingesteinen von Tomini; es ist vielleicht nicht ausgeschlossen, daß zwischen diesen, heute durch den Einbruch des Tominigolfes voneinander isolierten Gebieten ursprünglich ein direkter Zusammenhang bestanden hat.

Die Inseln des Banggai-Archipels werden von ausgedehnten Zonen quartärer Sandsteine und junger Karangs umgeben. Von Interesse scheint mir der sichtbare Zusammenhang zwischen der Verbreitung der Karangs und der orographischen Gestaltung der Inseln. Aus Verbeeks Angaben ist zu entnehmen, daß der Zipfel von Südpeling ein bis 500 m hohes Bergland trägt, während der Ostebenso wie der Westteil der Insel nur geringe Höhe erreichen; in der südlichen Verlängerung des Mittelstückes liegt Bangkulu mit 350 m hohem Gipfel; Labobo und Banggai östlich davon sind indessen wieder erheblich flacher. Danach könnte man vermuten, daß Südpeling mit Bangkulu eine von zwei NS-Störungen begrenzte horstartig aufragende Scholle bildet. Die Korallenkalke umgeben nun in breitem flachen Saume das niedrige Westpeling, auf Südpeling und Bangkulu steigen sie indessen hoch am Gebirge empor, während Labobo im Osten davon überhaupt keine gehobenen Korallenriffe zeigt. Sollte hier ein ähnlicher Vorgang zugrunde liegen, wie er bereits an der Scholle der Insel Buton und weiter oben beim Tominigebirge vermutet wurde, nämlich, daß schmale, zwischen großen Einbrüchen liegende Horste besonders stark über das Meer erhobene Korallenriffe tragen? Die auffälligen Unterschiede in der Höhenlage der Karangs auf zwei oft ganz benachbarten Schollen können wir kaum mit einer schrittweisen Regression des Meeres erklären; es zwingen uns vielmehr solche Beobachtungen, so will mir scheinen, eine Hebung einzelner Schollen anzunehmen, und zwar muß dieselbe bei den schmalen horstartigen Schollen besonders stark gewesen sein; sie sind demnach nicht nur Horste im eigentlichen Sinne, entstanden durch Absinken seitlicher Schollen, sondern aktive Horste oder Aufpressungshorste. Wir werden ihnen unten noch einige Worte widmen.

Wir folgen Verbeek auf seiner Molukkenreise noch ein kurzes Stück, um über den Verlauf des kristallinen Gebirges östlich des Banggai-Archipels Aufschluß zu erhalten. Auf den an den Banggai-Archipel anschließenden großen Molukkeninseln Taliabo, Mangoli und Sula besi besitzen kristalline Schiefer noch erhebliche Verbreitung; sie bilden auf Taliabo das Rückgrat der Insel bis an die Nordküste; auch Schichten der Tinomboformation scheinen sich darunter zu befinden, denn Verbeek nennt von der NO-Küste alte Tonschiefer, Quarzite und Granitporphyr; letztere sind auf Mangoli längs der Nordküste vornehmlich entwickelt. Den Südabhang beider Inseln bilden hingegen, auf dem alten Gebirge aufruhend, ganz unvermittelt mesozoische Meeresbildungen der pelagischen Facies, Lias, Dogger, Oxford und die Grenzschichten zwischen Jura und Kreide[1]), über deren interessante Entdeckungsgeschichte Verbeek a. a. O. berichtet hat. Auf Sula besi südlich Mangoli tritt wieder altes Gebirge hervor, stark gefaltete Glimmerschiefer und Grünschiefer. Sie werden im südwestlichen Inselteile von jungmiocänen bezw. pliocänen Sandsteinen und Mergeln mit Kohlenflözen überlagert. Bücking gibt von Sula besi (35, pag. 253) auch Graphitglimmerschiefer an, ferner Granit und Hornblendegranit. Das Streichen des alten Gebirges auf Sula besi ist generell SO—NW gerichtet. Wir können also das konstante Streichen des alten Gebirges, das, wie wir sahen, die ganze Umrahmung der Tominibucht,

1) Letztere sollen allerdings nach neueren Untersuchungen der Trias angehören.

die Gebirge des Südostarmes bis nach Zentralcelebes und weit in den Ostarm hinein beherrscht, noch bis in die Molukken verfolgen, und wir gehen wohl nicht fehl, wenn wir in all diesen heute isolierten Teilen des alten Felsgerüstes ein ursprünglich einheitliches, gleichmäßig SO NW streichendes Schichtensystem archaischer und paläozoischer Gesteine vermuten.

Damit kehren wir zum Ostarm zurück.

Von der Küste des Tomaikigolfes beschreibt Verbeek neben den bereits aufgeführten basischen Gesteinen noch eine Reihe von foraminiferenführenden Kalken, die zum Teil mindestens alttertiäres Alter besitzen. Auf der von ihm entworfenen Karte bedecken diese Kalke das ganze plateauartige Innere des Armes westlich der Bualemohalbinsel bis in die Gegend von Kientong und Tangkiang; vermutlich lassen sie sich sowohl längs der Süd- wie längs der Nordküste noch weiter nach W verfolgen und gehen an der Nordseite im Westen in den bereits von Koperberg aufgenommenen Kalkzug der Todjoküste über, in dem Koperberg allerdings junge Korallenkalke sah (vgl. S. 106).

Wichtig ist, daß an der Südküste nördlich Mendano nach Verbeek auch Radiolariengesteine auftreten. Er hält sie (pag. 101) für wahrscheinlich älter als tertiär, vermutlich jurassisch oder triassisch; bei der Beschreibung der Gesteine (a. a. O. pag. 212) heißt es indessen dann, daß radiolarienführende Gesteine nicht nur aus jurassischen und triassischen Schichten des Archipels bekannt seien, sondern auch aus der oberen Kreide; es sei daher nicht unwahrscheinlich, daß auch diese Hornsteine der oberen Kreide zuzustellen seien; das wäre also eine Altersstellung, die übereinstimmt mit der Stellung, die wir oben den Sumalataschichten und den in ihnen auftretenden Radiolariengesteinen gegeben haben.

Die geologische Darstellung Verbeeks für diesen Teil des Ostarmes stützt sich in der Hauptsache auf die Untersuchungen Wanners (151, pag. 739 ff.). Wanner hat den Inselarm westlich der Landschaft Bualemo an zwei Stellen (Mendono-Lobu und Bia-Poh) durchquert, ferner einige Küstenbäche südwestlich von Mendono und Kientong begangen.

Nach seinen Feststellungen wird das Innere dieses Inselteiles von einem im Westen breiten, nach Osten sich verschmälernden 1100—1200 m hohen Plateau eingenommen, das aus alttertiären Kalken in allem Anschein nach ungestörter Lagerung aufgebaut wird (a. a. O. pag. 741)[1]. An die wohl 600 m mächtigen eocänen, Alveolinen führenden Kalke (Lutétien nach Douvillé) des Hochplateaus legen sich im Norden wie im Süden oligocäne Schichten an, weißgraue Lepidocyclinenkalke des Oberoligocäns, wechsellagernd mit dunklen Mergeln und Kalksandsteinen, und als örtliche Vertretung dieser Schichten auf der Nordseite Breccien mit Kalkstein-, Quarz- und Hornblendematerial (Antelingbreccie). Die Oligocänschichten fallen auf der Südostseite des Zentralplateaus deutlich nach NW, also scheinbar unter die eocänen Kalke ein, wahrscheinlich sind sie aber normal angelagert an den seit der Oligocänzeit in Hebung begriffenen Inselgrat; das Einfallen nach NW, also zur Inselmitte hin und vom Meere ab, steht in auffälliger Analogie zu den Verhältnissen, die Koperberg (s. oben S. 106) an der Todjoküste beobachtet hat. Interesse verdient ferner, daß der aus Peridotit und Gabbrogesteinen bestehende Untergrund in dem von Wanner durchquerten Inselteile nur noch nahe der Küste — und zwar nur auf der Nordseite im Lobutal und bei Poh — in schmalem Streifen unter der jüngeren Tertiärbedeckung zum Vorschein kommt. Auch das ist eine Wiederholung des Bildes der Todjoküste.

Wanner ist allerdings bezüglich des Alters der Peridotite zu einer anderen Auffassung gelangt. Er vermutet in ihnen jugendliche Ergußgesteine (a. a. O. pag. 748), weil am Babason, einem Nebenfluß des Lobu, aus den Eruptivgesteinen Erdöl austritt, das nach den Erfahrungen von anderen Stellen des

1) Verbeek spricht (144, pag. 776) irrtümlich von ganz steilem Einfallen des Alttertiärs daselbst.

Ostarmes dem Untermiocän entstammen soll, woraus zu folgern wäre, daß die Peridotite und Diabase des Lobutales dem in der Tiefe vermuteten Altmiocän als Deckenergüsse auflagerten.

Ich möchte indessen dem Vorkommen des Erdöles keine solche Beweiskraft für die Altersbestimmung der Peridotite, die doch in der Hauptsache sicher echte Tiefengesteine sind, zuerkennen, da das Erdöl auch aus ursprünglich überlagernden Schichten in den Untergrund gelangt sein könnte. Wenn Wanner weiterhin (pag. 249) anführt, daß zwischen Bia und Poh die Gabbrogesteine, „wie es scheint", das Oligocän durchbrochen haben, so könnte man wohl auch in diesem Falle an Durchragungen des älteren Untergrundes denken, solange solche Durchbrüche nicht auch innerhalb des zentralen Kalkplateaus beobachtet werden. Umgekehrt deutet vielleicht das Vorkommen von Hornblendematerial in der oligocänen Antelingbreccie darauf, daß während des Oligocäns bereits die Gesteine des älteren Untergrundes wieder aufgearbeitet worden sind.

Das Neogen ist in dem von Wanner untersuchten Gebiete im wesentlichen auf die südöstliche Küstenzone beschränkt. Es erreicht an der Pelingstraße eine Breite von 10—15 km und steigt bis über 400 m Meereshöhe an; die Gesamtmächtigkeit schätzt Wanner auf mindestens 1200 m (a. a. O. pag. 755). Die Neogenschichten bestehen in den unteren Teilen (Miocän) aus kalkigen Mergeln, nach oben (zum Teil schon Pliocän) aus mürben Sandsteinen und Konglomeraten mit viel Diabas-, Gabbro- und Peridotitmaterial.

Hiernach findet also auf Ostcelebes die Entwicklung der reinen Foraminiferen- und Massenkalke mit dem Oberoligocän, in dem sich lokal bereits klastische Sedimente einstellen, ihr Ende, und es ist von besonderer Bedeutung, daß nach Wanners Untersuchungen (vgl. auch oben S. 91, 92) die stratigraphische Grenze auch paläontologisch wohlbegründet erscheint. Denn bereits den untermiocänen Molasseschichten fehlen allem Anschein nach Orbitoiden aus dem Formenkreis der Lepidocyclina vollsändig, ebenso verschwinden die Alveolinen, die allerdings schon im Oberoligocän selten werden (a. a. O. pag. 762).

Das Neogen ist im Gegensatz zum Alttertiär schwach gefaltet, wobei das Streichen der Schichten generell der Inselachse parallel, also SW—NO verläuft; gelegentlich wird aber auch SO—NO-Streichen beobachtet (pag. 767). Die Neigung der Schichten ist nur gering (10—20°) und scheint von der Küste zum Innern zuzunehmen; alles dies deutet offenbar darauf, daß wir es nicht mit einer eigentlichen Faltung, vielmehr mit Schichtenstörungen zu tun haben, die durch die, während des ganzen Neogens und bis heute anhaltende Heraushebung des Inselgrates veranlaßt sind. Die lokal beobachtete, stärkere Aufrichtung der Neogenschichten (30—50°) am Kabäna nördlich von Tamburung ist offenbar auf die daselbst von Wanner beobachteten Intrusionen von Eruptivgesteinen zurückzuführen. Letztere stellen nach Bückings Bestimmung Hornblendediorit dar; da sie aber die miocänen Schichten durchbrechen, könnten sie vielleicht Aequivalente der miocänen Hornblendeandesite sein, die wir in großer Verbreitung auf Nordcelebes trafen.

Nach allem scheint der Werdegang der Osthalbinsel in dem besprochenen Gebiete etwa folgender gewesen zu sein:

Auf dem älteren Untergrunde wurden zur Eocänzeit Foraminiferenkalke abgelagert, die mit der allmählichen Versenkung des Untergrundes bis zu einer Mächtigkeit von ca. 600 m emporwuchsen, dann erfolgte allmähliche Emporhebung des zentralen Plateaus, an das sich randlich das Oligocän anlagerte, teils noch als reiner Foraminiferenkalk, teils bereits in Gestalt klastischer Sedimente, die das Zerstörungsmaterial des über das Meer gehobenen Eocäns und des älteren Untergrundes enthalten. Der Hebungs-

prozeß setzte während des Neogens fort, und wir finden infolgedessen in den jüngeren (pliocänen) Sedimenten das Material des älteren Untergrundes in zunehmendem Maße beteiligt. Dabei deutet die Verbreitung der einzelnen Tertiärstufen auf eine ständige Regression des Meeres; die Konglomerate des Pliocäns sind also nicht als Folge einer Transgression, sondern vielmehr infolge der zunehmenden Heraushebung des Inselarmes und der damit einsetzenden stärkeren Erosion gebildet worden.

Als Zeichen der bis in die jüngste Zeit anhaltenden Heraushebung des Landes finden sich namentlich auf der Südostseite längs der Pelingstraße in großer Verbreitung und bis zu 470 m Meereshöhe hinauf junge Korallenkalke, die in der Hauptsache quartäres Alter besitzen, da sie in der Gegend zwischen Mendono und Kientong auf den Pliocänkonglomeraten ruhen. Auffälligerweise finden sich diese jungen Karangs an der Nordküste nur in geringer Verbreitung, auch fand sie Wanner hier nirgends in größerer Meereshöhe als 30 m. Demnach muß also die Heraushebung des Ostarmes ungleichmäßig erfolgt sein. Ich möchte vermuten, daß die Hebung vornehmlich auf den zentralen und südlichen Teil des Ostarmes beschränkt ist; die Nordküste gehört anscheinend einer Grabenzone an, die die Halbinsel Bualemo vom Ostarm abschnürt und, nach der untermeerischen Form zu urteilen, noch weit nach Westen zwischen Ostarm und den Schildpadeilanden fortsetzt. Die Horstscholle des Ostarmes wurde allein während der Quartärzeit um nahezu 600 m Meereshöhe gehoben, während die nördlich anschließende Scholle an der Nordküste in dieser Zeit keine wesentliche Verschiebung gegen das Meeresniveau erlitt.

Etwas abweichend von den geschilderten Verhältnissen zwischen Mendono und Lobu ist der Bau der Südküste weiter südwestlich, im Flußgebiete des Toëli und Mihaki (vgl. Wanner, a. a. O. pag. 771). Auf die breite Strandebene nordwestlich von Toëli, aus der vereinzelt das Neogen hervortritt, folgen landeinwärts zunächst Reste der alttertiären Kalkbedeckung, dann weiter flußaufwärts Eruptivgesteine (nach Bücking, a. a. O. pag. 777 gabbroartiger Augitdiorit, Hornblendediorit etc.), deren Altersstellung mangels geeigneter Anhaltspunkte zweifelhaft ist. Im Quellgebiete des Toëli traf Wanner Schichten, bestehend aus weißen und dunkel-braunroten bis fleischroten Kalken und Kalkschiefern mit Bändern, Linsen und Nestern roter und grauer Hornsteine. Die mergeligen und schieferigen Varietäten sind reich an Globigerinen, in den Hornsteinen ließen sich Radiolarien nachweisen (pag. 773). Dieser als Toëlikalk bezeichnete Gesteinskomplex besitzt nach Wanner große Aehnlichkeit mit den wahrscheinlich jurassischen „Burukalken“ (149), wenngleich ihm auffälligerweise die für den Burukalk so charakteristischen Belemniten fehlen. Demnach scheint also das jurassische Alter dieser Toëlikalke zum mindesten zweifelhaft. Die genannten Schichten treten nun am Ladang im Quellgebiete des Toëli in Wechsellagerung mit Sandsteinen und Konglomeraten, in denen nach Bückings Untersuchung granitisches Material neben Bestandteilen jüngerer, nicht näher bestimmbarer Eruptivgesteine vorhanden ist. Da weiter oberhalb unter diesen Schichten der bekannte Peridotituntergrund zum Vorschein kommt (Gerölle von Lherzolitserpentin nach Bücking, a. a. O. pag. 778), so geht man wohl nicht fehl, in diesen Sandsteinen und Konglomeraten des Toëliquellgebietes Transgressionsschichten zu vermuten, wie wir sie auch auf Nordcelebes an vielen Punkten auf dem älteren Untergrunde getroffen haben. Zudem ist die Aehnlichkeit der globigerinenführenden, roten Kalkschiefer vom Toëli mit den roten Globigerinenmergeln von Tinombo so auffällig, daß ich vielmehr geneigt bin, in diesen fraglichen Schichten am Toëli Vertreter der Sumalatastufe zu sehen, zumal auch die uns auf Nordcelebes vielerorts bekannt gewordenen roten Radiolarienhornsteine in diesen so auffällig polygenen Bildungen nicht fehlen. Ob die am unteren Toëli beobachteten Hornblende- und Augitdiorite etwa Aequivalente der Sumalatabreccien sind, wie ich auf

der Karte Taf. XI angedeutet habe, oder vielleicht tertiäre Eruptivgesteine, wie am Kabäna (siehe oben), ist nicht zu entscheiden.

Jedenfalls sind wir aber wohl zu der Annahme berechtigt, daß die Hornsteine, die Verbeek von Mendono erwähnt, mit den hornsteinführenden Toëlischichten identisch sind.

Bereits an mehreren Stellen des Ostarmes konnten wir Radiolariengesteine feststellen, so nach Koperberg am Talili, ferner nach Sarasins und Wichmann am Possofluß; sie scheinen demnach auf der Osthalbinsel große Verbreitung zu besitzen, ihr Anstehendes ist indessen nur an wenigen Punkten bekannt, da sie vermutlich zwischen dem alten Gebirge und den überdeckenden Tertiärkalken nur in schmaler Zone zum Vorschein kommen. Auf der Karte Taf. XI habe ich alle diese Bildungen, soweit eine Eintragung überhaupt möglich erschien, zur Sumalatastufe gestellt.

Damit sind die Angaben über die Osthalbinsel leider erschöpft; besonders ist es zu bedauern, daß über den geologischen Aufbau des bis 2600 m hoch aufragenden Tokallagebirges, das die Tomoribai im Osten umrahmt, bis heute noch keine Beobachtungen vorliegen. Vermuten läßt sich allerdings, seitdem wir aus den neueren Kartendarstellungen den SO-NW-Verlauf des Gebirges entnehmen können, daß es — in der streichenden Fortsetzung des Todjogebirges liegend, nicht eine diesem parallele Kette darstellend, wie es die Auffassung der Sarasins war — auch aus den Peridotitgesteinen des Todjogebirges im wesentlichen bestehen wird.

### 4. Der westliche Teil von Zentralcelebes.

Der zentrale Teil der Insel, von dem wir bereits den Osten, nämlich die Senke zwischen dem Bonegolf und der Possobucht kennen gelernt haben, wird im Westen begrenzt durch die Makassarstraße, im Süden durch die Bucht von Mandar und den Ansatz des Südarmes, im Norden durch die Bucht von Palu und die Wurzel des Nordarmes.

Bis vor etwa 10 Jahren war das genannte Gebiet noch ein völlig unbeschriebenes Blatt, als Sarasins im Jahre 1902 als erste die Durchquerung dieses Inselteiles von Palu nach Paloppo ausführten. In den letzten Jahren hat nun allerdings die Erforschung von Zentralcelebes erfreuliche Fortschritte gemacht; zunächst ist durch die topographischen Aufnahmen das Gebirgs- und Flußnetz mit seinen zum Teil überraschenden Formen mehr und mehr aufgeklärt worden. Die geologische Erforschung wurde besonders durch die mit Unterstützung der Holländischen Geographischen Gesellschaft ausgeführten Züge Abendanons wesentlich gefördert.

Wir wollen bei dem Versuche der Analyse dieses Gebietes uns zunächst von Sarasins führen lassen und dann die neueren, durch Abendanon erzielten Ergebnisse, die noch einer genauen Bearbeitung harren, miteinflechten. Die Reise von Palu nach Paloppo ist beschrieben in: Reisen durch Celebes, 128, Bd. 2. pag. 1 ff.; dieser Zug wurde erst nach Abschluß des großen geologischen Werkes (125, Bd. 4) ausgeführt.

Palu liegt am Innenrande der uns schon vom Nordarm (S. 40 ff.) her bekannten Palubucht, die ihre Fortsetzung nach Süden in einer tief in das Innere einschneidenden Senke, der Palusenke, findet. Den Ostrand der Bucht umsäumt das Wurzelstück des Nordarmes mit seinen kristallinen Schiefern im Kerne und neogenen Sandsteinen am Westhange, die längs NS gerichteten, in die Palusenke fortsetzenden Bruchlinien gegen das kristalline Gebirge abgesunken sind (Taf. X, Prof. VIII). Ganz abweichenden Aufbau zeigt auf den ersten Blick die Westseite der Bucht auf der Halbinsel Dongala. Hier treten an der steilen Nordspitze der Halbinsel Korallenkalke mit ganz jugendlichen Musehelbänken auf (128, Bd. 2.

pag. 4, 5). Weiter südlich folgen darunter tertiäre Andesite mit Tuffen und Konglomeraten in großer Verbreitung; sie begleiten fast ununterbrochen die Küste der Mandarstraße bis in den Südarm hinein und erreichen in letzterem eine besonders große oberflächliche Entwicklung.

Abendanon (8, pag. 73) hat die Kalke am Kap Karang nördlich Dongala genauer untersucht und drei Terrassen festgestellt, die, zu 300 m Meereshöhe ansteigend, die ganze Nordspitze der Halbinsel bis an die Bucht von Kabunga zusammensetzen. Dann folgen längs einer südwestlich laufenden Linie, an der das Gebirge sich steil zu 600 m Höhe erhebt, unvermittelt Andesite, die weiterhin nach Süden bis zu 2000 m Höhe im Berge Loli westlich von Palu sich erheben. Steile Bruchränder begleiten die Halbinsel insbesondere auf der Ostseite zwischen Kabunga und Kasuburi in nordsüdlicher Richtung. Südlich von Kasuburi schiebt sich zwischen den Gebirgsbruchrand und die Küste eine flache Küstenebene ein, bestehend aus Schuttmassen, deren gelegentliche Steilabfälle zeigen, daß die tektonischen Bewegungen in diesem Gebiete zum Teil noch ganz jugendlichen Alters sind und noch heute fortdauern.

Die Gesteinselemente der westlichen Buchtumrahmung finden sich nun auch in beschränktem Maße an der im übrigen ganz anders gestalteten Ostseite wieder. Nördlich von Towaëli bei Delaha (unweit Lero) finden sich an der Küste Reste von Korallenkalk und ebenso Andesite. Das Kalkvorkommen von Kap Karang und bei Delaha läßt die ungefähre Lage der Küstenlinie vor Einbruch der Palusenke vermuten. Da die Sandsteine von Towaëli vermutlich neogen, die darauf ruhenden Kalke daher quartär sind, so folgt daraus, daß die Palubucht erst nach dem älteren Quartär sich gebildet haben kann, also sehr jugendlichen Alters ist. Abendanon vermutet nun (a. a. O. pag. 80 ff.) in der Palubucht einen alten Binnensee, in dem die neogenen Sandsteine von Towaëli abgesetzt sein sollen; der Umstand aber, daß die Sandsteine, wie das Profil Wichmanns lehrt, zweifellos an den zur Bildung der Bucht führenden Bruchlinien gegen das kristalline Zentralgebirge des Nordarmes abgesunken sind, daß sie ferner noch weit über die Bucht hinaus nach Norden bis in die Gegend von Tambu sich verfolgen lassen, schließt eine solche Annahme meiner Ansicht nach aus, zumal auch eines der Hauptargumente für diese Annahme, das Fehlen der Sandsteine auf der Ostseite des Gebirges längs der Tominibucht (nach Wichmann), wie wir oben sahen, nur zufällig durch den Verlauf der Bruchzonen unmittelbar an der Küste bedingt ist. Eine Erklärung für die Sandsteinzone von Towaëli, zwischen dem kristallinen Gebirge im Osten und den im Westen bis zu gewaltiger Mächtigkeit sich auftürmenden tertiären Andesitmassen der Dongalahalbinsel, werde ich unten noch zu geben suchen.

Wir folgen der Palusenke nach Süden. Südlich des Ortes Palu beginnt das breite, im O wie besonders im W von gewaltigen Steilabstürzen begleitete Palutal. Die Bruchränder lassen insbesondere auf der Westseite deutlich ihre noch ganz jugendliche Entstehung erkennen, sie erheben sich zwischen Dolo und Sidondo in nackten glatten Wänden bis zu 1500 m Höhe (Abendanon, 8, pag. 75). Es verdient in diesem Zusammenhange hervorgehoben zu werden, daß in der Palusenke ebenso wie in der südlich anschließenden Kulawisenke heftige Erdbeben noch heute zu den ganz alltäglichen Erscheinungen gehören. Abendanon gibt a. a. O. pag. 85 eine Beschreibung der in den letzten Jahren wahrgenommenen Erscheinungen.

Längs der Ostseite der Senke enthalten die Seitenbäche kristallines Schiefermaterial, das vom Zentralgebirge stammt (Sarasins, 128, Bd. 2. pag. 14, 21), die jähen Wasserrisse der Westseite führen indessen nach Abendanon Tonschiefermaterial aus dem Innern herab, während an den Wänden des Talrandes Granit bzw. Diorite überwiegen. Die Diorite werden auch von Sarasins (128, Bd. 2. pag. 8) von Dondo erwähnt, weiterhin aber auch Glimmerschiefer (?) (pag. 67). Am Südabschluß der Senke bildet Diorit

den Westhang des Tales; er geht nach Süden in Granit über, und dieser bildet die Schwelle zwischen der Palusenke und der ungefähr in südlicher Richtung daran anschließenden Kulawisenke. Er wird vom Miufluß, dem linken Quellfluß des Palu, in tiefer Schlucht angeschnitten und läßt infolge starker Druckschieferung das SO—NW gerichtete Streichen erkennen (Abendanon, 8, pag. 83), das demnach auch hier, im westlichen Teil von Zentralcelebes, das alte Gebirge beherrscht[1]).

Von nun an ist auch die Ostseite der tiefen Palu-Kulawidepression von Granit oder Diorit beherrscht, während noch der Gumbasa, der rechte Quellfluß des Palu, ebenso wie sein Quellgebiet, insbesondere der Lindusee, ganz innerhalb der kristallinen Schiefer (mit Einlagerungen von Hornblendeschiefern) liegt (Sarasins, 128, Bd. 2. pag. 88; Bücking, 34, pag. 152).

In der Kulawisenke kommen zum ersten Male südlich der Palubucht wieder junge Eruptivgesteine, darunter Trachyttuffe und Breccien, zum Vorschein (Abendanon, 8, pag. 83). Sie begleiten den Rand der Senke bis zur südlichen Wasserscheide und finden sich auch in der Gimpusenke, dort, wo der Koro sich in scharfem Knie nach Westen wendet (Abendanon, 7, pag. 1224). Sie sind offenbar beschränkten Eruptionen längs der Bruchränder des Palugrabens zuzuschreiben.

Am Südrande der Palusenke kommen unter der alluvialen Schotterauffüllung Konglomerate und Sandsteine hervor; dieselben Bildungen erfüllen, mit Tonen wechsellagernd, die Kulawisenke bis zu ansehnlicher Mächtigkeit. Schon Sarasins haben diese Bildungen, in denen nach ihnen auch Braunkohlen auftreten, beobachtet und ihrer neogenen Molasse zugestellt (128, Bd. 2. pag. 79). Ganz ähnliche Bildungen finden sich nun in einer Reihe von Senken in Zentralcelebes wieder, in der Bada-Lebonisenke, in den uns schon bekannten Becken des Walati- und Laaflusses, endlich im Quellgebiete des Sadangflusses. Sarasins haben alle diese Bildungen, soweit sie nicht limnischer Natur sind, einer miocänen Meerestransgression zugeschrieben. Abendanon dagegen, der den Becken im Innern der Insel sein besonderes Interesse zugewandt hat, hält diese Ablagerungen, ebenso wie die Sandsteine der Palubucht für Ausfüllungen alter Seebecken (7, pag. 1225). Es ist nicht von der Hand zu weisen, daß die erstere Auffassung manches für sich hat, da neogene Sandsteine, Konglomerate und Mergelbildungen, auch gelegentlich mit Braunkohlenresten, über die ganze Insel, insbesondere längs der Küstenränder, verbreitet sind, somit eine weitverbreitete neogene Meeresbedeckung auf der Insel sehr wahrscheinlich ist. Danach würden also alle Beckenausfüllungen von Zentralcelebes nicht isolierte, durch Auffüllung alter Seebecken entstandene Bildungen sein, sondern einst zusammenhängende und infolge des Einsenkungsprozesses in einzelnen Becken versunkene Schollen darstellen. Sollten die Sandsteine von Towaëli, wie Abendanon meint, Auffüllungen eines alten Binnensees sein, so müßten sie, dürfen wir erwarten, doch vor allem Material von dem im Westen bis 2000 m Höhe aufragenden Andesitgebirge von Dongala, nicht aber ausschließlich die Zerstörungsprodukte des kristallinen Schiefergebirges enthalten.

Eine endgültige Entscheidung wird man erst von dem Auffinden und der Untersuchung von Fossilien in diesen Bildungen erwarten dürfen, vor allem von dem Nachweise, ob marine Bildungen auch an den Beckenausfüllungen von Zentralcelebes teilnehmen; es ist auch nicht ausgeschlossen, daß manche dieser Senken, die in der Tiefe versunkenes Neogen führen, vorübergehend einmal eine Binnenseebedeckung erlebt haben, wie wir es heute im Lindusee vor Augen haben; ob aber solche Seebecken in der Lage waren, Ablagerungen von vielen hundert Metern Mächtigkeit zu bilden, wie sie beispielsweise der Barupu, Nebenfluß des Sadang, in nahezu horizontaler Lagerung im Becken von Awang und Neneng

1) Derartige druckgeschieferte Granite aus dem Miutal haben offenbar Sarasins (128, Bd. 2. pag. 21) für Gneise gehalten.

angeschnitten hat, will mir doch mit Rücksicht auf die großen Seen von Zentralcelebes, vor allem den geologisch alten Possosee, recht fraglich erscheinen. Bei der Besprechung des Sadangflußgebietes werden wir auf diese Frage noch zurückkommen.

Daß der Lindusee (vgl. KRUIJT, 82, pag. 46) ein sehr jugendlicher See im Vergleich zu den drei großen Binnenseen von Zentralcelebes, dem Posso-, Matanna- und Towutisee, ist, haben SARASINS auf Grund seiner Fauna festgestellt (128, Bd. 2. pag. 48). Er folgt in seiner Längsrichtung NS gerichteten Bruchlinien, die im O und im W dicht an die Ufer des Sees herantreten. Die tektonischen Linien folgen hier also der Richtung der Palusenke.

Die Palu-Kuwalisenke findet nach Süden ihre tektonische Fortsetzung in dem Flußsystem des Koro. Von der Wasserscheide nach Süden fließt der Pobabua durch die Gimpusenke; er vereinigt sich beim Gimpu mit dem von Süden ihm genau entgegenfliessenden Koro, der sich dann in scharfer Wendung nach W als Lariang einen schluchtenartigen Durchbruch nach der Makassarstraße gebahnt hat. Das Koroflußsystem zeigt in ganz besonders auffälligem Maße die Abhängigkeit der Flußläufe von den tektonischen Leitlinien der Insel, die noch zu jugendlich, noch zu sehr in Bewegung sind, um den Flüssen zu gestatten, sich ihren eigenen Weg zum Meere zu bahnen.

Von dem S—N gerichteten Teil des Korolaufes erwähnen SARASINS (128, Bd. 2. pag. 86) Granit und Grünstein. Etwas eingehender berichtet uns ABENDANON (7, pag. 1222) über dieses Gebiet; danach wird die tief eingeschnittene Koroschlucht bis Gimpu und darüber hinaus nach W durchsetzt von einem Granitzug mit Uebergängen in Diorit; letzterer ist besonders westlich Gimpu deutlich aufgeschlossen. Hier tritt er in Kontakt mit dunkelblauen Tonschiefern mit N 30° W gerichtetem Streichen, die den Koroflu ß weiter bis unterhalb Bangkakoro (Banggaiba der Karte von 1909) begleiten. Diese Gesteinsfolge, Granit mit basischen Gängen (pag. 1224) und Uebergängen in Diorit, beide im Kontakt mit dunklen Tonschiefern, erinnert auffällig an den Aufbau des Gebietes zwischen Kasimbar und Tambu, weshalb ich die Tonschiefer auch zunächst mit den Tinomboschichten zusammenstellen möchte. Auch der Umstand, daß nach ABENDANON in diesem Teile des Korolaufes Gold gewaschen wird, deutet auf eine Zusammengehörigkeit der Gesteine in beiden Gebieten hin. Besonders hervorgehoben sei noch, daß auch hier das NW—SO gerichtete Streichen des alten, gefalteten Gebirges wiederkehrt.

Unterhalb von Bangkakoro werden die alten Tonschiefer abgelöst durch Sandsteine und Konglomerate in vielfach gestörter Lagerung, denen kurz vor der Mündung des Lariang rote und graue Tone aufgelagert sind. Es ist nach diesen Angaben schwer zu sagen, wo die Konglomerate und Sandsteine unterzubringen sein mögen; wegen der stark gestörten Lagerung lassen sie sich schwerlich mit den neogenen Sedimenten vereinigen, und ich möchte daher vorläufig cretaceische Sedimente in ihnen vermuten, denen wir weiter im Süden noch mehrfach begegnen werden.

Der Koroflu ß bildet sich aus der Vereinigung des der Badasenke entströmenden Belanta und des von Süden mit seinen Quellflüssen aus der Leboni- und Rampisenke kommenden Uwei Kalambu. Letzterer verläuft also in der eigentlichen Fortsetzung des Palugrabens.

Die Badasenke ist schon den SARASINS als ein ganz jugendliches tektonisches Gebilde aufgefallen. Sie erwähnen die namentlich am Nordrande deutlich hervortretenden, W—O gerichteten nackten Bruchwände (128, Bd. 2. pag. 94, 96); diese Bruchlinien bilden zugleich einen Beweis, daß sich in die vorwiegend N—S gerichteten tektonischen Linien Querbrüche einschalten, aus deren Zusammenwirken die eigenartigen Kesselbrüche, wie die Badasenke, hervorgegangen sind. Ganz ähnliche tektonische Verhältnisse vermuteten wir bereits weiter östlich in der Walati- und Tomatasenke, und es hat nach allem

den Anschein, daß sich die im Osten der Insel, im Golf von Tomaiki, dominierenden O—W gerichteten Bruchlinien hier im Herzen von Zentralcelebes besonders weit nach Westen durchsetzen. Warme, zum Teil schwefelhaltige Quellen am Nordrande bestätigen den tektonischen Charakter der Badasenke.

Von besonderer Bedeutung ist, daß ABENDANON sowohl am West- wie am Ostrande der Senke Konglomerate und Sandsteine, zum Teil mit Mergeln wechsellagernd, gefunden hat, die den Ausfüllungen der Senke selbst völlig gleichen, indessen in diesen randlichen Teilen bis zu bedeutenden Höhen über die Ebene aufragen; so bilden sie am Ostrande das bis 1300 m ansteigende Rarawanagebirge, das, von steilen Bruchrändern begrenzt, vom Malei im Osten, vom Towaëlia im Westen umflossen wird. Die genannten beiden Flüsse vereinigen sich in der Senke zum Belantafluß[1]).

Sollen nun alle diese bis 1300 m Höhe aufragenden Sedimente von einem alten Badasee — selbst unter der Annahme, daß derselbe mit dem Lebonibecken ursprünglich zusammengehangen habe — abgesetzt sein (ABENDANON, 7, pag. 1221, 1222)? Ist es nicht wahrscheinlicher, sie als die Reste einer allgemeinen neogenen Meeresablagerung anzusehen, die ursprünglich die ganze plateauartige Hochfläche des alten Gebirges mehr oder weniger vollständig überdeckte, wie wir es noch heute auf dem Ostarm bis zu gewissem Grade sehen, und dann erst staffelförmig in die heutige Badasenke — wie in die übrigen kesselartigen Senken — eingebrochen ist? Wir würden also im Rarawanakamme auf der Ostseite und in dem vom Belanta durchbrochenen Gebirgsriegel der Westseite Staffeln dieses Abbruches sehen und damit uns die bedeutende Höhenlage der Sedimente im Vergleich zu denselben Bildungen in der Senke erklären können.

Warum diese Sedimente der Badasenke Süßwasserbildungen sein sollen, wird von ABENDANON (7, pag. 1223) nicht näher angegeben; die Sandsteine und Konglomerate können auch Küstenbildungen sein, und die von ihm erwähnten Kalkgerölle im Malei deuten gleichfalls mehr auf Meeresabsätze. Ist die Badasenke einmal ein See gewesen oder wird sie, wie SARASINS meinen, bei weiterem Fortschreiten des Einbruches noch in der Zukunft einer werden, so wird dieses Stadium doch immer nur vorübergehend sein; jedenfalls möchte ich so bedeutende Sedimentbildungen, wie sie die Badasenke umgeben, nicht als Seeausfüllungen ansehen und annehmen, daß nicht die Senke, sondern die Konglomerate und Sandsteine präexistiert haben.

Am Ostrande der Badasenke dominieren wieder NS-Linien in der Tektonik, das beweisen die N—S gerichteten Flußläufe des Malei und vor allem des Towaëlia, der weit aus dem Norden herstammt und vermutlich in seinem Laufe den großen Bruchlinien folgt, an denen das kristalline Gebirge im Norden kulissenartig zur Tominisee abbricht (vgl. S. 103, 104). Der Towaëlia durchfließt zwei Senken, von Napu und Besoa, über deren Natur und geologischen Aufbau allerdings nichts Näheres bekannt ist[2]).

ABENDANON hat die Badasenke vom Possosee aus erreicht. Auf dem Wege von Tokeimbu am NW-Ufer des Sees zum Malei wurde ein breiter Zug von Quarzglimmerschiefern überschritten, der im Toke Ea, der nordwestlichen Fortsetzung des Kamusolangi- und Tokalekadjokammes, bis ca. 2000 m Höhe

1) Neuerdings (nach Abschluß des Manuskriptes) gibt ABENDANON eine etwas abweichende Beschreibung der Gesteine des Rarawanagebirges (13, pag. 270); danach sollen am Aufbau vorwiegend Quarzite, Kieselschiefer, Sandsteine und Tonschiefer beteiligt sein, die den Schichten des Lariang gleichen und mit den von mir aus dem Tinombogebirge beschriebenen Schichten ident sein würden; demnach müßten es paläozoische Tinomboschichten sein. Ob dieselben aber die von ABENDANON vermutete große Verbreitung längs der Towaëliasenke bis Saussu besitzen (vgl. Karte a. a. O., pag. 267), möchte ich nach den Beobachtungen bei Saussu doch bezweifeln. Jedenfalls könnte dieser Zug nicht, wie ABENDANON meint, tektonisch mit dem Zuge Palasa—Amfibabu zusammengehören, eher würde ich vermuten, daß ein Zusammenhang der Schichten des Barawanagebirges mit dem Schieferzuge des Koro-Larianggebietes besteht.

2) Ueber die Badasenke vgl. auch KRUIJT, 86, pag. 353.

ansteigt (7, pag. 1219). Am Possosee, in dem kleinen Kajatal finden sich Einlagerungen von kristallinem Kalk im Glimmerschiefer, wie wir sie schon aus der Umgebung des Possosees kennen gelernt haben (vgl. S. 102); sie haben im Kajatal zur Bildung von Kalksinterterrassen geführt, ähnlich wie im Gebirge bei Mauton.

Nach W bricht das kristalline Schiefergebirge mit steilen Bruchrändern zum Maleital ab. Somit umschließen die Badasenke im Osten kristalline Schiefer, im Norden der Granit und Diorit des Hantobugebirges; am Lindusee und dem oberen Gumbasa treten indessen bereits wieder kristalline Schiefer auf; es ist also nicht ganz zutreffend, wenn Abendanon a. a. O. schreibt, die Bada-Besoa-Napusenke bilde mit der südlich folgenden Lebonisenke die Grenze der kristallinen Schiefer im Osten gegen den Granit des Westens.

Wir folgen Sarasins von Bada nach Süden zum Golf von Bone; der Weg führt in steilem Anstiege auf das bis 1900 m hohe Topapugebirge hinauf, das ganz aus Granit besteht; in diese, nach SO in den Pampaleakamm (Takala bei Sarasins) fortsetzende Kette ist abermals eine kleine Senke eingebrochen, die Ebene von Leboni (128, Bd. 2. pag. 119). Auch hier zeugen die nackten Bergstürze von der jugendlichen Natur des Einbruches. Abermals führt der Weg auf die Höhe des Pampaleakammes, dem im Osten das gewaltige Kara-Uwegebirge vorgelagert ist. Zwischen beiden muß eine wichtige Grenzlinie verlaufen; denn der Granit des Pampaleakammes wird im Kara-Uwe und in der südlich davon am Bonegolf aufragenden Tambokekette von kristallinen Schiefern abgelöst. Abendanon hat die Grenze auf seinem Zuge von Paloppo nach dem Possosee überschritten (6, pag. 981 ff.). Von Leboni östlich wandernd, traf er bis zu 1280 m Meereshöhe noch Granit, dann folgte unvermittelt Granatglimmerschiefer, weiterhin Quarzglimmerschiefer, der im Kara Uwe kulminiert. Dieser Gebirgskamm wurde bei 1640 m überschritten, an seinem Ostabhang folgt ein W—O gestreckter Kessel mit dem Orte Rato, das Quellgebiet des Kalaëna. Jenseits des Kalaënatales folgt der Kamusolangikamm, der nordwestliche Ausläufer der Tokalekadjokette, mit Talk- und Quarzglimmerschiefern.

Alle auf diesem Wege überschrittenen Ketten, namentlich soweit sie aus kristallinen Schiefern bestehen, lassen in ihren Streichlinien deutlich SO—NW-Richtung erkennen; diese Richtung bleibt damit dem alten Gebirge durch ganz Zentralcelebes erhalten. Das obere Kalaënatal folgt diesem Streichen als Längstal. Die seitliche Begrenzung der einzelnen ziemlich isolierten Kämme wird durch die sie durchschneidenden NS gerichteten Bruchlinien bedingt.

Noch eine weitere wichtige Beobachtung Abendanons sei gleich hier eingefügt; von der Höhe des Kamusolangi bot sich ein weiter Blick über das ausgedehnte Kettensystem von Zentralcelebes, und hier prägte sich Abendanon zum ersten Male der Eindruck auf, daß dieses ganze von alten Gesteinen gebildete, nahezu gleich hohe Kettensystem eine alte Peneplain darstelle, nicht aber ein junges Faltengebirge, wie er anfangs geglaubt (11, pag. 1149); auf der Höhe des Kamusolangi finden sich nach ihm Reste einer Kalküberlagerung. Es könnten vielleicht Reste der alttertiären Kalkstufe sein, deren Zeugen wir auch am Ostrand der Tomatasenke (S. 104) und im Ussugebirge (S. 93) kennen lernten.

Die Beobachtungen zwischen Leboni und Rato lassen erkennen, daß östlich der Lebonisenke ebenso wie am Ostrande der Badasenke die Grenze des Granites und der kristallinen Schiefer verläuft; die Grenze ist offenbar eine der in NS-Richtung durch ganz Zentralcelebes zum Bonegolf laufenden Bruchlinien.

Beim Abstieg vom Pampalea-(Takala)-Gebirge, das ganz aus Granit besteht, trafen nun Sarasins, in südwestlicher Richtung nach Paloppo ziehend, abermals auf kristalline Schiefer, und zwar Gneise

im Flußgebiet des Rongkong (128, Bd. 2. pag. 139, 144). Hier an der nordwestlichen Umrahmung des Bonegolfes scheinen sich also abermals kristalline Schiefer in den Granit einzuschalten. Von Abendanon werden die Gneise nicht genannt[1]), wohl aber Andesite nördlich von Pampaniki am Rande der Masampaebene. Sie treten vermutlich auf den NS-Bruchlinien auf, die den nordwestlichen Teil des Bonegolfes bei Paloppo begleiten. Kurz vor Paloppo führt der Weg nahe der Küste über Diabas, den auch die kleinen nördlich des Ortes mündenden Küstenbäche aus dem Gebirge herabschaffen; aus Diabas besteht endlich die kleine Insel vor Paloppo.

### Das Latimondjonggebirge.

Ueber die Natur und Verbreitung der letztgenannten Diabasgesteine erfahren wir Näheres aus den Berichten Abendanons über die Züge in das südwestlich Paloppo sich erhebende Latimondjonggebirge. Auf die schmale Küstenfläche von Paloppo folgen nach Westen zunächst basische Eruptivgesteine mit Tuffen (Diorite, Gabbro, Diabase und Andesite; vgl. 2, pag. 645 ff.). Die Andesite sind vielleicht ähnlich wie nördlich von Paloppo als gangförmige Aufbrüche längs der großen Bruchspalten zu erklären; die übrigen basischen Gesteine aber treten jenseits der Wasserscheide in Beziehung zu einer Schieferformation (gelbgraue, blauschwarze und rotviolette Schiefertone), die ihrer petrographischen Natur nach an die kalkigen roten und grauen Globigerinenschiefertone von Tinombo erinnern, so daß ich auch in diesen Gesteinen Vertreter der obercretaceischen Gesteine von Nordcelebes vermuten möchte. Die basischen Gesteine westlich von Paloppo würden demnach also vielleicht Vertreter der Wubudubreccie von Nordcelebes sein. Eine gewisse Bestätigung erhält diese Altersauffassung dadurch, daß westlich der Wasserscheide, die durch den Bonto Puang gebildet wird, auch Nummulitenkalke in Verbindung mit diesen Schiefern erwähnt werden; sie bilden offenbar die letzten Reste einer alttertiären Kalkbedeckung auf der Tonschieferformation[2]).

Bereits Sarasins erwähnen (125, pag. 285) unter den Geröllen des Totaflusses südlich Paloppo neben Diabas auch ihre Rottone, in denen wir wohl jene roten Schiefertone westlich von Paloppo wiedererkennen dürfen; die außerdem beobachteten Gneise entstammen, wie wir sehen werden, dem kristallinen Kern des Latimondjong. Wichmann führt von den Flüssen, die bei Paloppo in den Golf von Bone münden, nach Aufsammlungen M. Webers Diabas und Uralitdiabas an, ferner Granitporphyr, Biotitgranit, Phyllite, Chiastolitschiefer und Glimmerschiefer (158, pag. 163 ff.).

Während die durch ihre Rotfärbung charakterisierten Schiefertone das ganze NS gerichtete Längstal des Maroroflusses beherrschen, bringen die vom Gebirgsabfall im Westen herabkommenden Bäche Gesteine der kristallinen Schieferformation, Glimmerschiefer, Gneise, kristalline Kalke, Granite etc. herab. Das Latimondjonggebirge, mit seinen 8—9 Hauptgipfeln bis zu 3500 m Höhe aufragend, besteht also aus kristallinen Schiefern[3]); der schroffe, fast unersteigliche Ostabfall ist ein gewaltiger Bruchrand, an den die jungen, vermutlich cretaceischen Bildungen angelagert sind. Wenn Abendanon im Jahre 1909 das Latimondjonggebirge noch für ein junges Faltengebirge erklärte und schrieb, daß die jüngeren Schiefer sich bis zum Kamm des Gebirges hinaufziehen, so gilt dies offenbar nur für den nördlichen Abfall dieses gewaltigen Gebirgsmassives, für die Wasserscheide zwischen Paloppo und Rante Pao. Von

1) Vielleich handelt es sich auch hier bei Sarasins um eine Verwechselung mit geschieferten Graniten wie im Miutal.

2) Abendanon scheint allerdings in seinen letzthin veröffentlichten Ausführungen (13, pag. 266) geneigt zu sein, die Diabase, Gabbro und Porphyrite für ältere, mit dem Granitgebirge von Westzentralcelebes zusammengehörige Gesteine zu betrachten.

3) Suess (139, Bd. 3. Teil 1. pag. 322) hielt das Latimondjonggebirge noch für einen Vulkan, wobei er vermutlich einer Notiz Wichmanns (156, pag. 282) folgte.

einer eigentlichen Antiklinale, wie es ursprünglich seine Ansicht war, kann also wohl kaum die Rede sein, schon deswegen nicht, weil das kristalline Gebirge des Latimodjongkammes ein den beiden Kammlinien folgendes deutliches SO—NW-Streichen besitzt, die angenommene Antiklinale hingegen — in Wirklichkeit der Horst — nordsüdliche Richtung besitzt. Denn der NS-Bruchlinie im Osten entspricht, wie wir sehen werden, eine parallele Bruchlinie am Westabfall des Gebirges. Besonders auffällig ist, daß der kristalline Kern des Horstes nach Norden und, wie es scheint, auch nach Süden ziemlich rasch untertaucht. Wir werden weiterhin diese Erscheinung mit der Entstehung des Latimodjonghorstes in Verbindung zu bringen suchen.

Der nordsüdlich gerichtete Marorolauf wird im Süden durch den aus basischen Gesteinen bestehenden Querriegel des Bentengkammes zu einer scharfen Wendung nach Osten gezwungen; er durchbricht als Djenemadje oder roter Fluß (gefärbt durch die roten Schiefertone) die basischen Gesteine des Küstengebirges. Aehnliche geologische Verhältnisse finden sich auch in dem südlichen Parallellauf, dem Tjimpu.

Längs des Tjimpu und seiner Quellflüsse unternahm Abendanon die Bezwingung des Latimodjonggebirges, das er in dem südlichen Kulminationspunkt, dem Bulu Palaka mit 3137 m — wohl als erster Europäer — erstieg (3, pag. 800ff.). Hier, auf der Höhe, zeigte sich der SO-NW-Verlauf der beiden Kammlinien erst in besonders deutlichem Maße, ebenso die Bruchnatur der nahezu unersteigbar schroffen Wände im Osten und im Westen. Vom Bulu Palaka fällt der Kamm nach S zur Senke des Tjenranatales ab; der kristalline Kern taucht, wie gesagt, vermutlich rasch unter die jüngeren Bildungen unter.

Der Abstieg vom Latimodjong nach Westen lehrte ein ähnliches Profil wie im Osten kennen; es treten zunächst in den zum Sadang und zur Tempesenke abfließenden Quellbächen die bekannten roten Schiefertone wieder hervor; ihnen lagern bei Banti, südlich des Maluabaches, Sandsteine und Kalke auf. Die Umgebung von Banti ist auch von anderer Seite wegen des Vorkommens von Steinkohle näher untersucht worden. Aus dem Bericht der vom Gouvernement ausgesandten Bergingenieure Cool und Knijff (38, pag. 119ff.) erfahren wir, daß am Nordabhange der WO gerichteten Perangiankette — der Wasserscheide des nach W abfließenden Malua und des nach der Tempeniederung fließenden Bungi — Sandsteine und Schiefertone mit Steinkohle auftreten, die von Kalk überlagert werden. Die Kalke von Banti besitzen, wie wir sehen werden, auf der Westseite des Latimodjong sehr große Verbreitung und sind allem Anschein nach alttertiären Alters. Da nun auf Südcelebes ein ziemlich weit verbreiteter Steinkohlenhorizont innerhalb einer Sandstein-Mergelbildung ebenfalls von Kalken und zwar dort zunächst von echten eocänen Nummulitenkalken überlagert wird, so möchte ich vermuten, daß auch die Kohlen von Banti am Nordabhang des Perangian, ferner von Buntu Batu, wo sie die genannten Ingenieure gleichfalls festgestellt haben, dieser selben untereocänen Kohlenstufe angehören, die dem bekannten untereocänen Kohlenhorizont des Umbilienbeckens auf Westsumatra, ferner von SO-Borneo ungefähr gleichalterig sein dürfte. Die die Kohlen bei Banti begleitenden Sandsteine, die Abendanon wegen ihrer Kreuzschichtung auf äolischen Ursprung zurückführen wollte, werden wegen der Kohlenführung wohl eher fluviatiler bzw. limnischer Entstehung sein.

Aus den erwähnten Berichten von Cool (pag. 118) erfahren wir auch einiges über den Westabhang des Latimodjonggebirges; an zwei Stellen haben die beiden Ingenieure das Gebirge erreicht; längs des Maluaflusses (Roso bei ihnen) trafen sie die auch von Abendanon geschilderten Verhältnisse; am Fuße des Gebirges bei Rante Lemo treten Dachschiefer auf; das Gebirge erhebt sich hier in un-

ersteigbar schroffen Wänden; Gießbäche bringen Diorit und Gabbro vom Kamm herab. Auf dem zweiten Zuge längs des Uluwai, eines nördlichen Nebenflusses des Malua, wurde zunächst die rote Schiefertonformation durchwandert, in der hier Kupfererz eingesprengt auftritt; diese Kupfervorkommen der Landschaft Duri werden schon von Sarasins (128, Bd. 2. pag. 175, 183) erwähnt; dann folgen Kieselschiefer, dann der kristalline Kern des Latimodjonggebirges mit einem Ansteigen von stellenweise 30—50°; er besteht hier vornehmlich aus quarzreichen Glimmerschiefern. Die Wasserscheide zum Maroro wurde bei 2200 m überschritten, der Grat des Gebirges ist hier nur 10 m breit.

In diesem Profil treten also neben den rotvioletten kupferhaltigen Schiefertonen auch die sonst mit den cretaceischen Schichten verbundenen Kieselschiefer auf; der Kupfergehalt erinnert an die Kupferglanznester in den roten Globigerinenschiefertonen des Taipaflusses bei Tinombo (vgl. S. 27). Auch verdient hervorgehoben zu werden, daß die meisten Kupferkiesvorkommen von Nordcelebes an die basischen Gesteine der Sumalatastufe gebunden waren. Diese auffälligen Analogien bestärken mich in der Auffassung, in den roten Schiefertonen zu beiden Seiten des Latimodjonghorstes cretaceische Bildungen, Aequivalente der Sumalatastufe, zu sehen.

### Das Sadangstromgebiet.

Wir kommen nach Westen in die Sadangdepression hinab; nahezu 15 Jahre, bevor Abendanon und die beiden Bergingenieure das Sadanggebiet bereisten, unternahmen P. und F. Sarasin den ersten von Europäern unternommenen Vorstoß in dies damals noch nicht unterworfene Land. Sie zogen von Maroneng und Bungi an der Mandarbucht aus, um die Insel in der Richtung nach Paloppo zu durchqueren; auf halben Wege wurden sie freilich von den ihnen feindlich gesinnten Eingeborenen zum Rückzuge gezwungen. Gleichwohl brachte ihre Reise schon damals recht wichtige Aufklärung über das Sadanggebiet und seinen geologischen Aufbau (125, pag. 257; 128, Bd. 2. pag. 156).

Von der Küste führt der Weg zunächst den kleinen Bungibach aufwärts über flachlagernde geschichtete Leucittuffe, die durch ihre Foraminiferenführung und Muscheleinschlüsse sich als submarine Bildungen erweisen. Aehnlichen Tuffen werden wir noch weiterhin auf der Südhalbinsel begegnen. Auf die flach gelagerten Leucittuffe folgt nach Osten Trachyt (ein biotitreicher Augittrachyt), der auch die hohen Bergrücken zu beiden Seiten der ca. 450 m hohen Wasserscheide, den Lemosussu im Norden und den Tirasakamm im Süden, zusammensetzen. Untergeordnet finden sich daneben Andesit und Leucittephrit.

Diese Zone junger Ergußgesteine setzt nach Norden in das hohe Lettagebirge fort, vor allem aber nach Süden in den Südarm der Insel.

Jenseits der Wasserscheide wird der NS gerichtetete Batulappabach überschritten (bei Abendanon als Loka bezeichnet), und damit ist die Grenze gegen das östlich folgende Kalkgebirge erreicht. Dieses Kalkgebirge, das vom Sadang und vor allem seinen östlichen Seitenflüssen angeschnitten und in zahlreiche isolierte Pfeiler aufgelöst ist, mit Formen, die, wie das 1500 m hohe Bampapuwanghorn, an südalpine Bergformen erinnern (vgl. Sarasins, 125, t. 5 f. 9), hat ursprünglich allem Anschein nach eine zusammenhängende, weit über 1000 m mächtige Kalkplatte gebildet, zwischen dem Latimodjong im Osten und den Eruptivbildungen im Westen. Die tiefen, in das alte Kalkplateau eingeschnittenen Talflächen (Enrekang, Kalosi etc.) sind mit Tonen und Mergeln ausgefüllt, die Sarasins für Vertreter ihrer neogenen Molasse hielten; sie sollten den Kalken in den tiefen Erosionsschluchten auflagern, den Kalk selbst hielten sie für eocän.

Durch Abendanons und Cools Untersuchungen ist indessen festgestellt, daß die in den Tal-

flächen von Kalosi zum Vorschein kommenden Tone, soweit sie nicht einer jugendlichen Aufschüttung in alten Seeflächen (Lurasee) ihre Entstehung verdanken, der roten Schiefertonformation (Abendanons Kalosiformationen) angehören; auch Sarasins erwähnen diese roten Schiefertone aus der Umgebung des Lurasees am Bampapuwanghorn (125, pag. 328; ferner Bücking, 34, pag. 168). Der Kalk lagert somit in der Sadangsenke, ebenso wie weiter östlich am Malua, unmittelbar den nach meiner Auffassung cretaceischen Bildungen auf. Die Tuffbildungen, von denen Sarasins (125, pag. 259) in der Senke von Kalosi berichten, werden von Abendanon nicht erwähnt; sie sind vielleicht als Umlagerungsprodukte der im Westen anstehenden Eruptivgesteine anzusehen.

Für die Altersstellung des Kalkes ist es nun vor allem wichtig, daß er nach Sarasins Beobachtungen von den Eruptivgesteinen (Trachyten am Bampapuwang) durchbrochen wird; er muß daher älter sein als diese, und wir gehen wohl nicht fehl, wenn wir ihn, wie wir schon aus der Lagerung der Kohle bei Banti schlossen, in der Hauptsache der alttertiären Kalkstufe von Südcelebes zurechnen, wenngleich paläontologische Beweise hierfür bisher noch nicht erbracht sind. Nur von der Ostseite des Latimodjong nennt Abendanon (siehe oben S. 120) Nummulitenkalke[1]).

Mit der Feststellung des Alters des Kalkes ist allerdings das auffällige Verhalten desselben zu den Eruptivbildungen im Westen noch nicht genügend erklärt. Wir werden gleich sehen, daß die Eruptivgruppe des westlichen und nördlichen Sadanggebietes mit geringen Ausnahmen unmittelbar dem aus Granit bestehenden Grundgebirge aufruht, daß also alle jüngeren, cretaceischen wie alttertiären Bildungen dazwischen fehlen, daß ferner die Zone der cretaceischen Schiefer mit der alttertiären Kalküberlagerung zwischen dem Latimodjong im Osten und den, auf Granit aufruhenden, tertiären Eruptivbildungen im Westen, in der nördlichen Fortsetzung einer weit nach Südcelebes hinein zu verfolgenden Depression liegt, der Tempe-Walanaëtalsenke. Es bildet diese Schiefer-Kalkzone offenbar einen verhältnismäßig schon früh angelegten Grabeneinbruch, den ich als Kalosigraben bezeichnen möchte, zwischen dem kristallinen Gebirge des Latimodjong im Osten und dem von jüngeren Eruptivmassen überdeckten Granitsockel im Westen. Dieser Grabeneinbruch muß vor der Eruption der Trachyte und Andesite des westlichen Gebirgsplateaus eingebrochen sein, sodaß das Granitgebirge im Westen zunächst von der bedeckenden cretaceischen und alttertiären Hülle bis auf wenige Reste befreit werden konnte. Erst dann überdeckten die jungtertiären Trachyte und Andesite mit ihren Tuffen das bloßgelegte Granitgebirge; sie haben sicher auch über das im Osten eingebrochene Kalkgebirge übergegriffen, sind aber durch die hier stark eingreifende Erosion bereits vollständig zerstört; vielleicht bilden die von Sarasins erwähnten Tuffe der Kalosisenke die Umlagerungsprodukte dieser früheren Ueberdeckung; nördlich von Rante Pao scheinen die Andesite noch in ursprünglicher Lagerung über die letzten Ausläufer des Kalosigrabens überzugreifen[2]).

Noch ein paar Worte über die Verbreitung des Kalkes. Kalosi liegt ungefähr im Mittelpunkt der heute bis auf den Schieferuntergrund zernagten und in bizarre Pfeiler aufgelösten Kalkplatte. Wie im Tal von Kalosi, dem Mataälo, treten auch nach Osten zum Latimodjong die cretaceischen Tonschiefer mehr und mehr unter der Kalkdecke hervor; ebenso trifft man im Süden nur noch vereinzelte

1) Die bereits von Sarasins ausgesprochene Vermutung, daß die Kalke des Kalosigebietes eocänes Alter besitzen, wird durch die neueste Veröffentlichung Abendanons bestätigt (13, pag. 267, 274). Demnach dürfte auch der Schluß, daß die Kohle von Banti u. a. O. der untereocänen Maroskohle gleichaltrig ist, richtig sein.

2) Abendanon schließt (13, pag. 274) aus den Lagerungsverhältnissen westlich und östlich des Sadangtales, daß ein großer Teil der Andesitkonglomerate des westlichen Sadanggebietes prätertiäres Alter haben müsse; zu dieser Annahme scheint mir aber nach dem Gesagten kein zwingender Grund zu bestehen, falls nicht andere Beweise für ein höheres Alter vorhanden sind.

Kalkpfeiler, das Bampapuwanghorn zwischen dem Mataälo und Sadangfluß, Buntu Batu westlich des Sadangflusses (hier von kohlenführenden Sandsteinen unterlagert), Pasaloran etc. (vgl. Cool, 38, pag. 119). Südlich des Maluatales ragt über die letzten, gleichfalls von Kohlenbildungen unterlagerten Kalkklippen vom Banti der Andesitstock des Perangiangebirges bis zu 1500 m Meereshöhe empor, aber südlich des Kammes kommt der Kalk abermals zum Vorschein; bei Bungi (oder Bunging) lagert er auf cretaceischen Schiefern des Latimodjongfußes (Cool, pag. 114); südlich davon bildet er den Taiassubergrücken in der Landschaft Maiwa, ebenso die westlich davon gelegene Wasserscheide zwischen dem Pasang, also dem Sadangflußgebiet gegen den zur Tempesenke abfließenden Tabong; seine südlichsten Ausläufer bilden bei Kalumpang die Abhänge des Hochplateaus gegen die Tempesenke; bei Rapang sind sie bereits unter den jungen Aufschüttungen der Senke verschwunden.

Das Verhalten des Andesites im Perangiangebirge deutet offenbar auch auf einen Durchbruch desselben durch die Kalkplatte hin. (Vgl. Taf. X, Prof. IX.)

Nördlich von Kalosi begleitet der Kalk das Mataälotal noch anfangs zu beiden Seiten; bei Ala im Alagebirge finden sich ausgedehnte Tropfsteinhöhlen in ihm; weiter setzt er fort in den Kandoraberg östlich Makala und erreicht endlich sein Ende im Kongkang südlich von Rante Pao. Nur kleine, isolierte Partien setzten noch über den Sadang nach Norden fort (Abendanon, 4, pag. 79). Die westliche Begrenzung des Kalkes ist nördlich von Kalosi sehr scharf; längs einer ungefähr NS verlaufenden Linie, der vermuteten westlichen Randspalte des Kalosigrabens, schneidet der Kalk gegen die Eruptivdecken des Westens ab, letztere beherrschen das ganze schluchtartig tief eingeschnittene Sadangtal bis Rante Pao. Nordwestlich von Kalosi kommen unter dem Kalke mürbe Sandsteine bei Passerkira hervor (Abendanon, 3, pag. 811; nach Cool, 38, pag. 116 bei Barako), in denen sich Erdölspuren gefunden haben. Vielleicht handelt es sich hier um dieselben untereocänen Sandsteine wie bei Banti und Buntu Batu.

Die Eruptivformation, die durch die Sadangschlucht freigelegt ist, besteht aus einer ständigen Wechselfolge von feinsten geschichteten Tuffen bis groben Konglomeraten, die ihrer Ausbildung nach vielleicht eine ähnliche Eruptivstufe wie die altmiocänen Andesitkonglomerate bzw. Breccien von Nordcelebes darstellen; wir werden sehen, daß eine solche Altersbestimmung für diese Bildungen recht wohl zutreffen kann. Die Andesittuff- und Konglomeratstufe setzt westlich des Sadangtales noch weit fort und nimmt nahezu das ganze westliche Flußgebiet des Sadang, das Tal des Barupu, des Masupu und des Mamasa in seinem Unterlaufe, ein. Nach Norden aber, am Oberlaufe aller dieser Flüsse, hebt sich das Grundgebirge unter den Eruptivbildungen heraus, das fast ausschließlich aus Granit besteht. Es bildet die Wasserscheide des Sadangflußnetzes gegen die nördlich davon zur Mandarküste abfließenden Wassersysteme und erreicht in einzelnen Gipfeln, dem Batua, Eran Batu, Mambuliling etc., eine Höhe von nahezu 3000 m (Batuawasserscheide nach Cool ca. 2700 m, Mambuliling nach Abendanon [10, pag. 203] 2741 m, Landa Bomia 2843 m).

Die etwa 100 m hohe Wasserscheide zwischen dem Sadang bei Rante Pao und dem Barupu (oder Barupi) besteht aus Gesteinen der Andesitstufe, flach westlich fallenden Tuffen und Konglomeraten von Trachyt und Andesit; sie umgeben die Senke von Rante Pao in weitem Umkreis nach Westen (Abendanon, 4, pag. 79). Im Baruputal gelangt man abermals in eine Senke, die nach Cool und Abendanon erfüllt ist mit einer mächtigen, nahezu horizontal lagernden Sandsteinformation; der Barupu hat sich in die horizontalen Bänke bis zu 300 m Tiefe eingeschnitten. Ganz ähnliche, mit Sandsteinen erfüllte Senken fand Abendanon auch am Mamasalaufe zwischen Barung und Mamasa und weiter

unterhalb bei Benawa. Alle diese Senken bilden nach ihm, ebenso wie die uns schon bekannten Senken von Zentralcelebes und die Palubucht, alte Seebecken, die mit dem Schuttmaterial des benachbarten kristallinen Gebirges nach und nach ausgefüllt wurden. Die Flußerosion arbeitet jetzt wieder an der Zerstörung dieser alten Seeausfüllungen, nachdem die südlich vorgelagerten Eruptivriegel durchbrochen sind.

Im Süden wie im Osten wird das große Sandsteinbecken des oberen Barupu durch Andesitkonglomerate abgeschlossen, wie Cool festgestellt hat, nach Norden erhebt sich die Granitwasserscheide; dieselben Gesteine, Granit und Diorit, bilden auch westlich von Neneng und Bituwang nach Cool die steil aufragende und von zahlreichen jungen Bruchlinien begleitete Wasserscheide; Abendanon dagegen gibt von hier nur Andesit an. Warme Quellen am Westrande des Sandsteinbeckens bei Neneng und Bituwang deuten gleichfalls auf ganz jugendliche Bruchzonen. Die Wasserscheide des Barupu nach N wurde von Cool am Batua überschritten; hier treten in dem schon zur Mandarküste abfließenden Talungkun zahlreiche schwefelwasserstoffhaltige Quellen im Granit auf, ein Zeichen, daß die jungen Bruchzonen noch weit nach N in den Granit fortsetzen.

Abendanon ist über die westliche Wasserscheide nach Bao und dann weiter nach NW den oberen Masupu aufwärts vorgedrungen. Bei Abstieg in das Masuputal traf er rote Schiefertone an; hier scheinen also zwischen der Andesitstufe und dem Granitgrundgebirge noch Reste der cretaceischen Gesteine erhalten geblieben zu sein. Im Anschluß daran mag die Vermutung ausgesprochen werden, daß unter den Gesteinen der Wasserscheide zwischen Barupu und Masupu cretaceische Porphyrite verborgen sind; damit würde vielleicht die Unstimmigkeit zu erklären sein, daß Cool diese Gesteine als Diorit (bzw. Granit), Abendanon aber als Andesit angesprochen hat.

Im Masuputal aufwärts treten bei Patongtong zahlreiche Quarzgänge und Adern auf; ihnen ist offenbar die Goldführung des Masupu zuzuschreiben (Abendanon, 4, pag. 88). Auf der westlichen Wasserscheide gegen den Mamasa, die bis 1800 m ansteigt, schneidet die Andesitstufe gegen Granit ab, der den Mamasa auf seinem zunächst nach Süden gerichteten Laufe begleitet, bis sich der Fluß nach Südosten wendet. In diesen Granit eingesenkt liegen die Sandsteinbecken von Barung-Mamasa und von Benawa. Auch hier fehlen südlich Mamasa warme Quellen als Zeugen der jungen Bruchnatur dieser Senken nicht.

Der Unterlauf des Mamasa, der kurz vor Enrekang in den Sadang mündet, durchströmt in tiefer cañonartiger Schlucht wieder das Andesitgebirge. Das Gebirge zu Seiten des Flusses hat bei einer Höhe von 1100—1200 m einen durchaus plateauartigen Charakter, die Erhebung dieser ganzen Eruptivbildungen, die offenbar submarin gebildet sind, kann also, wie auch Abendanon vermutet, noch nicht allzu lange zurückliegen. Die gewaltige Niveaudifferenz, die der untere Mamasa bis zur Einmündung in den Sadang zu überwinden hat, wird zum Teil in dem großen Garugu-Wasserfall ausgeglichen; in ihm will Abendanon im Zusammenhang mit der jugendlichen Erhebung der ganzen Andesitformation sogar das jetzige Stadium des Rückwärtseinschneidens des Mamasa vermuten. Vielleicht spielen indessen auch hier tektonische Bewegungen eine Rolle.

Das Lettagebirge am rechten Ufer des unteren Mamasa setzt nach Süden fort in den Lokko und das Tirasabergland (Sarasins, 125, pag. 258). Der untere Sadang überwindet den letzten Ausläufer dieses Andesit-Trachytgebirges in den Batustromschnellen; weiter südlich breiten sich die Alluvialflächen des alten Sadangdeltas mit dem Alietafluß aus (vgl. Abendanon, 9, pag. 103; Ruffaer, 124, pag. 841).

Werfen wir noch einen Blick zurück auf das Sadangflußgebiet, so fällt zunächst der völlig ver-

schiedene Aufbau des westlichen gegen das östliche Stromgebiet auf, das wir oben als Kalosigraben bezeichnet haben. Wie ist nun der Westteil des Gebietes zu erklären, wie vor allem die auffällige Lagerung der verschiedenen Sandsteinbecken stets auf der Grenze zwischen dem Granitgrundgebirge und der tafelförmigen Andesitlandschaft im Süden zu verstehen? Die von ABENDANON gegebene Erklärung, daß es sich um alte Seeauffüllungen handle (vgl. auch 12, pag. 234 ff.), läßt meiner Ansicht nach gerade diese auffällige Tatsache unaufgeklärt. Gleichwohl scheint sie von Bedeutung zu sein, denn in der Palubucht fanden wir genau dieselbe Erscheinung; die jungen Sandsteine liegen auch dort zwischen dem kristallinen Zentralgebirge, dem sie ausschließlich ihr Material verdanken, und dem auf der Halbinsel Dongala bis 2000 m hoch aufsteigenden Andesitgebirge. Sollten diese Sandsteine alte Seeauffüllungen sein, so müßten sie doch vor allem das Material der leicht zerstörbaren Andesitkonglomerate und Tuffe enthalten; das ist aber auch im Sadanggebiet offenbar nicht der Fall; das Material stammt auch hier lediglich von der Zerstörung des Granites.

Zur Erklärung der Gesetzmäßigkeit der Lagerung zwischen dem alten Grundgebirge und der jüngeren Andesitaufschüttung scheint es mir speziell im Sadanggebiet wahrscheinlicher, die ganzen Sandsteinbecken als versunkene Reste einer ursprünglich zusammenhängenden Küstenbildung anzusehen. Das Granitgebirge der nördlichen Sadangwasserscheide ragte nach der weiter oben entwickelten Vermutung nach dem Alttertiär gegen den Kalosigraben als horstartig erhobenes Land auf und wurde von seiner cretaceischen und alttertiären Bedeckung durch die Erosion zum größten Teil befreit. Dann begannen die zweifellos wohl in der Hauptsache submarinen Eruptionen der Andesitstufe, die noch heute nach der Hebung über das Meer ihren ursprünglichen plateauartigen Charakter erhalten zeigen, also wohl erst in sehr jugendlicher Zeit gehoben worden sind. Längs des alten Uferrandes zwischen dem Granitfestland und der submarinen Eruptivdecke bildete sich vermutlich im jüngeren Neogen, also nach Abschluß der in der Hauptsache wohl miocänen Andesiteruptionen, aus dem Detritus des Granitfestlandes eine schmale Zone von Sandsteinen. Sie wurden mit den Tuffen in jüngster Zeit gehoben und brachen längs heute wohl noch fortschreitenden Brüchen in einzelne kesselartige Becken ein, wo sie sich bis heute, vor der Erosion stärker geschützt, erhalten haben. Gerade die Bruchnatur der Becken deutet auch hier wieder, so will mir scheinen, eher auf Präexistenz der Sandsteine als einer einheitlichen Bildung am Südrande des Granites, denn auf Präexistenz der Beckeneinbrüche, in denen sich die Sandsteine als Auffüllungen abgesetzt haben sollen.

Wenn die Andesite der Palubucht heute die Sandsteine von Towaëli, die in ganz ähnlicher Weise als Küstenbildungen den submarinen Andesiten vorgelagert waren, um über 1000 m überragen, so hängt das mit der ungleichmäßigen Hebung der einzelnen, von Brüchen begrenzten Schollen zusammen; die Scholle der Halbinsel Dongala ist sicher in der Quartärzeit erheblich stärker gehoben als die ihr östlich parallel laufende Scholle der Nordarmwurzel; denn die jugendlichen Karangs steigen bei Dongala, wie wir sahen, bis zu 300 m Höhe auf, während sie auf dem gegenüberliegenden Nordarm nur in Spuren sich finden.

Sehr spärlich sind die geologischen Nachrichten über die der Makassarstraße parallel laufende Mandarküste. Sicher ist, daß auf das nahezu 3000 m hohe Granitgebirge der Sadangwasserscheide im Norden im Flußgebiete des Karama wieder große Senken folgen; über die Natur und Umrahmung derselben wissen wir aber nichts und können nur schließen, daß diese Umrahmung in der Hauptsache aus Granit, im SO vielleicht auch in beschränktem Maße aus kristallinen Schiefern besteht.

Im Nordosten spielen vermutlich die vom Korodurchbruch her bekannten paläozoischen Schiefer eine größere Rolle.

Die Küste wird, wie wir sahen, an der Halbinsel Dongala von Andesiten aufgebaut, denen am Kap Karang junge Karangs aufruhen. Weiterhin folgen an der Lariangmündung Sandsteine und Konglomerate, die wir wegen ihrer gestörten Lagerung bedingt zur Kreide gestellt haben. Sie sind vermutlich auch am Aufbau der großen Karamasenke mitbeteiligt. Der Granit des Innern scheint die Mandarküste nirgends zu erreichen; nur in einer Notiz bei Bücking (34, pag. 37) ist erwähnt, daß im Malundafluß (= Maluno bei Bücking) südlich Kap William Granitgerölle sich finden; dieselben entstammen offenbar dem Hinterlande, dem Gebirgsmassiv des Mambuliling. Denn die Küste ist hier beherrscht von Andesitgesteinen Sie stellen offenbar gegen den Granit abgesunkene Schollen dar, die Richtung der NS gerichteten Abbrüche markiert sich deutlich in dem kulissenartigen Absetzen der generell NS gerichteten Mandarküste. Den Hauptbruch begleiten im Westen kleine Parallelbrüche bei Mamudju und Madjene (Abendanon, 10, pag. 203 ff.).

Junge Korallenkalke am Kap William, ferner von Kap Ongkona bis Kap Mandar und von hier dem Rande der Mandarbucht folgend bis über Madjene und Balanipa hinaus beweisen im übrigen, daß die Mandarküste mit wenigen Ausnahmen (Mamudju; cf. Carthaus, 36, pag. 248) in jugendlicher Zeit gehoben worden ist, offenbar in Zusammenhang mit der Hebung des Andesitplateaus im Sadangflußgebiet (vgl. oben S. 125, 126).

Die Korallenkalke steigen nach Abendanon a. a. O. in drei Terrassen bis 250 m Höhe auf. Bei Madjene hatte ich selbst Gelegenheit, einen dieser Korallenkalkhügel an der Küste zu ersteigen und einen Blick zu werfen auf das Andesitbergland des Innern, in das sich die Täler in nordsüdlichem Laufe, vermutlich den genannten Bruchzonen folgend, eingeschnitten haben.

Besonderes Interesse beanspruchen noch eine Reihe von Funden von Leucitgesteinen (Leucitbasalt, Leucittrachyt, Leucitit und deren Tuffe) an der Mandarküste; sie besitzen nach Carthaus a. a. O. und Bücking (34, pag. 43 ff.) besonders in der Umgebung von Mamudju und südlich von Kap William eine große Verbreitung; sie sind aber auch weiter südlich von verschiedenen Punkten der Küste durch die Aufsammlungen Hovens (vgl. Bücking a. a. O.) bekannt geworden, so von der Mündung des Malundaflusses und von Kap Ongkona in Verbindung mit Trachyten. Dieselben Leucitgesteine führt Bücking (34, pag. 81) von Doda (zwischen Korosa und der Lariangmündung) auf; sie finden sich daselbst in Zusammenhang mit tertiären (neogenen?) Sandsteinen und sandigen Tonen.

Carthaus (36, pag. 248) vermutet, daß die Leucitgesteine der Belang Belang-Bai allmähliche Uebergänge zu den daselbst von ihm beobachteten Dioriten bilden; wahrscheinlicher ist indessen wohl, daß die letzteren dem Granit-Dioritmassiv des Innern entstammen. Für die Altersbestimmung der Leucitgesteine erscheint die Notiz von Carthaus (a. a. O. pag. 249) bedeutungsvoll, daß sie zwischen Mamudju und Kap William an den daselbst auftretenden neogenen Sandsteinen interessante Kontakterscheinungen hervorgerufen haben.

### 5. Südcelebes.

Wir kommen zum Südarm der Insel, dessen Wurzelstück wir im vorigen bereits mehrfach berührt haben.

Südlich der Sadangmündung liegt die Bucht von Pare Pare oder Supa; von hier aus unternahm im Jahre 1889 A. Wichmann eine Durchquerung des Südarmes über die Tempesenke zur Tjenrana-

mündung (152, pag. 907 ff.). Die auf diesem Zuge gemachten Beobachtungen schließen also an die Forschungen im Sadanggebiet an. Die Bucht von Pare Pare bildet nach Wichmann die Scheidegrenze zwischen einem breiten Gürtel von Andesittuffen und Konglomeraten im Osten und neogenen Korallenkalken im Westen und Nordwesten; aus diesen Korallenkalken soll die Insel Karama und die die Bucht umrahmende Halbinsel im wesentlichen bestehen. Nach Wichmann besuchten Sarasins die Pare-Pare oder Supa-Bai (125, pag. 254); sie fanden, daß die Andesittuffe auch westlich der Bai bis Kap Lero noch entwickelt sind, und wiesen in ihnen Foraminiferen und Blattabdrücke nach, ein Beweis für die submarine Bildung zum mindesten eines Teiles dieser Bildungen. In den Kalken der Insel Karama fanden sie weiter von ihnen für Nummuliten gehaltene Foraminiferen, weshalb sie den Kalk für eocän und älter als die Andesite erklärten. Verbeek hat freilich neuerdings die Bestimmung als Eocän wieder bezweifelt (144, pag. 53), so daß es noch fraglich bleibt, ob der Kalk älter als der Andesit ist oder diesem auflagert, wie es Wichmann in seinem Profile durch den Südarm andeutete (a. a. O. pag. 961 und 156, t. 16). Unwahrscheinlich ist es nicht, daß der alttertiäre Kalk hier unter den Andesiten wieder zum Vorschein kommt, da wir ihn am Südwestrand der Kalosisenke darunter verschwinden sahen, und auch weiter südlich unter den tertiären Eruptivbildungen alttertiäre Kalke in großer Verbreitung zutage treten; ich bin daher in der Darstellung (Prof. X, Taf. X) der Auffassung von Sarasins gefolgt.

Der Weg von Pare Pare nach O führt über eine flache Hügellandschaft, die aufgebaut ist aus flach westlich fallenden abwechselnden Lagen von Andesittuffen und Konglomeraten. Sarasins erwähnen von hier Augitandesit (125, pag. 255). Die Wasserscheide zum Tempebecken wurde von Wichmann im Pariagebirge bei 265 m Meereshöhe überschritten. Im Gegensatz zu dem flach abdachenden Westhange des Gebirges bricht der Osthang mit scharf gezackter Kammlinie zur Tempesenke ab.

Der Rücken der Wasserscheide besteht nach Wichmann aus Andesit (vgl. Profil 152, pag. 961 und 156, t. 16); ihm lagern nach Westen die Tuffe und Konglomerate, endlich westlich Pare Pare der Kalk auf. Der Andesitrücken fällt nach Norden zum Sadangdurchbruch (Batuschnellen) nieder, um erst nördlich davon im Tirasa-Lokkokamm etc. wieder bedeutendere Höhe zu gewinnen. Die Depression der Andesitkette im Sadanggebiet wurde schon von Sarasins erkannt und als Sadangpforte bezeichnet (125, pag. 256). Abendanon hat diesen Ausdruck offenbar mißverstanden, wenn er (9, pag. 103 ff.) schreibt, von einer Pforte am unteren Sadang sei keine Rede.

Vom Pariakamm nach Osten in die Senke hinabsteigend, kommt man an zwei Seebecken, den See von Sidenreng und von Tempe; sie bilden indessen nur zur Regenzeit größere Wasserflächen, zur Trockenzeit schrumpft namentlich der Tempesee zu einem kleinen Morast zusammen, durch den die in den See mündenden Wasserläufe in tiefen Rinnen ihren Weg suchen (vgl. Wichmann, 152, t. 2). Die Senke, in der die beiden Seen liegen, kurz als Tempesenke bezeichnet, reicht nach Norden, wie wir schon sahen, bis nach Rapang und nordöstlich das Tabangtal (oder Bilatal) aufwärts bis zur Vereinigung mit dem Bungi; nach Süden ist die Senke noch weit zu verfolgen; sie bildet das breite Flußtal des in der Achse des Südarmes von S nach N fließenden Walanaë, der am Bowonglangi entspringt. Zwei langgestreckte Flußsysteme von einander genau entgegengerichtetem Laufe, der Bila und der Walannaë, vereinigen sich mithin im tiefsten Teile der Tempesenke, um dann gemeinsam in einem W—O gerichteten Durchbruchstal als Tjenrana das Meer am Bonegolf zu erreichen. Ueber die eigenartigen hydrographischen Verhältnisse dieses Beckens, das nach seiner zentralen, der Achse des Südarmes folgenden Lage ein auffälliges Analogon zu der ganz ähnlich liegenden Limbotto-Pinogosenke des Nordarmes bildet, hat neuerdings Abendanon (11, pag. 1149 ff.) ausführlicher berichtet. (Vgl. auch Wichmann, 156, pag. 278 ff.)

Es ist natürlich, daß die eigenartige Lage und Gestalt der Tempesenke schon verschiedentlich die Aufmerksamkeit auf sich gezogen hat. Für die Beurteilung der Entstehung der Senke sind eine Reihe von Beobachtungen, die WICHMANN in der Umgebung des Tempesees machte, wichtig. Zunächst ist noch nachzutragen, daß sich östlich des Sidenrengsees, zwischen ihm und dem Steilabfall des Pariagebirges eine kleine isolierte Hügelkette mit mehreren bis 100 m aufragenden Kuppen erhebt, deren höchste der Lowa mit 101 m Höhe ist; sie bestehen nach WICHMANN (152, pag. 946 ff.) aus Phonolith und sollen keine eigentlichen Vulkane sein, obgleich neuerdings COOL, wohl wegen der kegelförmigen Gestalt der Kuppen, wieder von Vulkanen spricht (38, pag. 112 ff.). Südlich der Phonolithkuppen, unfern des Dorfes Masepe treten mehrere warme schwefelhaltige Quellen auf.

Oestlich des Tempebeckens erhebt sich ein ONO streichender Höhenzug unmittelbar aus der alluvialen Seebedeckung, bestehend aus flach W fallenden neogenen Sandsteinen. Durch diesen Sandsteinriegel hat sich der Tjenrana nach Osten seinen Weg zum Meere gebahnt und damit die Entwässerung der ganzen Senke bis auf die beiden genannten Seereste herbeigeführt. Der Sandstein besteht (156, pag. 281) aus Detritus von kristallinen Gesteinen und jungem Eruptivmaterial, er ist also jünger als die Andesite vom Pariakamme, die wir, wie die Andesite des Sadanggebietes, wohl als Aequivalente der altmiocänen Breccienstufe ansehen dürfen. Schlecht erhaltene Fossilreste aus dem Sandstein hat K. MARTIN zum Teil als *Calianassa Dijki* bestimmt (96, pag. 265); auf dem Westabhang des Sandsteinrückens nördlich von Singkang ruhen Muschelbänke, die WICHMANN für älteres Pleistocän hielt, da sie von einem, von ihm für Löß angesprochenen, gelben Lehm überlagert werden. MARTIN (96, pag. 264 und 277 ff.) bezeichnet hingegen diese Muschelbänke wegen des ganz frischen Aussehens der Schalen als rezent (oder subrezent); jedenfalls aber erkennen wir aus den Muschelbänken, daß die Tempesenke in noch ganz junger Zeit vom Meere bedeckt gewesen sein muß.

Am Berge Tjita kommen nach WICHMANNS Beobachtungen (152, pag. 957) löcherige feinkristallinische Kalksteine zum Vorschein mit dickbankiger Absonderung, die ein Einfallen von 45—50° nach SW besitzen. Da diese Kalke demnach unter den neogenen Sandstein einzufallen scheinen, vermuteten bereits SARASINS (125, pag. 284) in ihnen ihre Eocänkalke. Weitere Zeugen dieser einstigen Kalkbedeckung zeigen sich am rechten (südlichen) Ufer des unteren Tjenrana; dort ragen mehrere isolierte Hügel auf, darunter der Mampu, den schon BROOKE (64) wegen seiner Höhlen besucht hat. Er besteht nach BROOKE aus Korallenkalkstein. Wir fanden die letzten Spuren des dem Alttertiär zugestellten Kalkes, den Zügen COOLS folgend (s. oben S. 124), am Nordrande der Tempesenke bei Kalumpang. Es ist also wohl möglich, daß dieser Kalkhorizont, der im Kalosigraben so große Verbreitung besitzt, hier östlich der Tempesenke wieder zum Vorschein kommt, während er in der Senke wahrscheinlich zu größerer Tiefe eingesunken ist. In den Kalken vom Mampu junge Korallenriffe zu vermuten, wie sie weiter südlich an der Steilküste von Kadjang bis Kap Bira große Verbreitung besitzen, verbietet wohl schon die Natur des Untergrundes der Ebene des unteren Tjenrana. Zweifelhaft ist auch die Stellung der Kalke, die WICHMANN (156, pag. 281) von Masepe — anstehend und in Rollstücken — am Ostfuße des Pariagebirges angibt. Da sie am Fuße des Gebirges auftauchen, könnte man auch hier, wie bei Pare Pare, daran denken, daß sie die Andesite unterlagern, zumal WICHMANN sie mit den Kalken zusammenstellt, die wir weiter südlich bei Tjamba noch kennen lernen werden; letztere sind aber sicher alttertiär.

Längs des unteren Tjenrana, also östlich des Durchbruches bei Singkang, treten noch einmal die neogenen Sandsteine aus dem Alluvium der Ebene hervor, und zwar bei Dalang, hier jedoch mit

östlichem Einfallen. Wichmann verbindet die beiden Vorkommen (vgl. 152, Profil pag. 961 u. 156, t. 16) zu einem großen Faltenbogen. Nach der Ablagerung der Sandsteine sollen die Schichten aufgefaltet sein; durch diese Auffaltung geschah nach seiner Vorstellung zur Pleistocänzeit (156, pag. 282) zugleich die Absperrung des alten Tempemeeres, das dann durch die fortschreitende Einschneidung des Tjenranabaches allmählich entleert wurde.

Sarasins (125, pag. 290) gehen von ihrer Vorstellung aus, daß der Südarm von zwei parallelen Antiklinalen, einer Ost- und einer Westkette, durchzogen wird, und halten demnach die Tempesenke, wie wir es auch bei der Limbottosenke sahen, für eine Mulde, die nach der Auffaltung der genannten beiden Ketten in der Pleistocänzeit als tiefe N—S gerichtete Meeresbucht mit der Floressee in Verbindung stand. Die Aufschüttung der gewaltigen Vulkanmassen des Bowonglangi und des Pik von Bantaëng trennte die Bucht vom Meere, und die dem Becken zufließenden Süßwasser suchten sich einen Ausweg nach Osten. Martin endlich (97, pag. 180 ff.) hielt die Tempesenke für einen durch ein Korallenriff vom Meere abgetrennten Meeresrest, der infolge der allmählichen Hebung des Landes leergelaufen ist. Dieser Ansicht ist später Wichmann entgegengetreten (153, pag. 258).

Suchen wir uns nun nach den geologischen Beobachtungen im Tempebecken und nach den Feststellungen weiter im Norden ein Bild von der Entstehungsgeschichte der Senke zu machen, so ist zunächst darauf zurückzugreifen, daß die Tempesenke in der südlichen Verlängerung des Kalosigrabens liegt. Oestlich des Kalosigrabens erhebt sich der Latimodjongkamm, ein schmales, mit nahezu unersteiglichen Wänden nach Ost und West abfallendes Horstgebirge. Seiner Natur nach muß der Horst ganz jugendlicher Entstehung sein, ein Horst aber nicht im gewöhnlichen Sinne, entstanden durch Absinken der Schollen zu beiden Seiten, sondern zum mindesten in gleicher Weise, wenn nicht überwiegend, durch Aufpressung, also durch eigene Bewegung in vertikalem Sinne. Zu der Vorstellung solcher Aufpressungshorste, die man auch wohl als aktive Horste im Gegensatz zu den gewöhnlichen, passiven, bezeichnen könnte, führen uns auf Celebes mancherlei Beobachtungen, vor allem die bereits mehrfach oben (S. 24, 99, 110) hervorgehobene Erscheinung, daß die jungen Karangs gerade an den schmalen Horstschollen, soweit sie die Küste berühren, zu ganz beträchtlichen Höhen über dem Meere ansteigen, während sie in den benachbarten Schollengebieten wenig oder gar nicht gehoben erscheinen; dies Verhalten können wir, glaube ich, nur mit einer Hebung des Landes, nicht aber mit einer allgemeinen Regression des Meeres erklären. Aber auch andere Ueberlegungen, speziell beim Latimodjong, führen zur Annahme eines solchen Bewegungsvorganges; das Maximum der relativen Erhebung des Latimodjonghorstes liegt offenbar in dem 3500 m über das Meeresniveau aufragenden kristallinen Kern; zu beiden Seiten des nur wenige Kilometer breiten Horstes liegen dieselben kristallinen Schiefer bereits in unbekannter Tiefe, jedenfalls aber wohl unter Meeresniveau; die gewaltige relative Höhe im Verhältnis zur geringen Breite des Horstes, ebenso aber auch sein auffälliges Verhalten in der Längserstreckung, das rasche Abnehmen der Erhebungsintensität nach Nord und Süd — wo das kristalline Gebirge rasch wieder unter die jüngeren Schichten untertaucht, der Kamm selbst sich sehr rasch senkt — wäre bei einem echten Horst schwer zu verstehen, und ich möchte es daher mit einer aktiven Erhebung oder Aufpressung im vertikalen Sinne — also nicht durch Faltung — erklären.

Die letzten Wirkungen der Aufpressung des Latimodjong scheinen sich nach Süden bis an den Tjenranadurchbruch fortzusetzen. Nur so, als vertikale Aufpressung des Untergrundes, nicht aber als eine, durch Horizontalkräfte bewirkte Auffaltung möchte ich mir Wichmanns „Sandsteinfalte“ entstanden

denken[1]). Denn Anzeichen einer eigentlichen Faltung in quartärer Zeit fehlen auf Celebes sicher ganz, alle Bewegungen haben sich im vertikalen Sinne, sei es aufwärts, sei es abwärts, vollzogen.

Somit würden wir zu der Auffassung gelangen, daß der südliche Ausläufer des Latimodjonghorstes auf dem Boden des noch in junger Vergangenheit mit dem Bonegolfe zusammenhängenden Tempemeeres eine allmählich sich erhebende Schwelle gebildet habe, durch deren Heraushebung zunächst der neogene Sandstein, sodann der unter ihm liegende alttertiäre Kalk zum Vorschein gekommen sind. Mit der allgemeinen Hebung des ganzen Südarmes in allerjüngster Vergangenheit wurde das Meer zum Rückzug gezwungen, der Tjenrana brach sich durch die Aufpressungsschwelle östlich der Tempesenke seinen Weg, und damit wurde das einstige Tempemeer trockengelegt; die Zeugen der einstigen Meeresbedeckung sind die Muschelbänke bei Singkang, vielleicht auch die von Wichmann bei Masepe beobachteten Korallenkalke.

Wir vermuteten in der östlichen Umrahmung der Tempesenke die letzten Ausläufer des Latimodjonghorstes; betrachten wir nochmals die Westseite des Beckens, so deutet der Steilabbruch des Pariakammes zur Senke offenbar auch auf einen Bruchrand hin; die Andesite und ihre Auswurfsprodukte treten in der Senke nicht zutage; sie sind zur Tiefe gesunken und fehlen im Osten der Senke offenbar ganz, ebenso wie sie im Norden nur vereinzelt über den Kalosigraben übergreifen. Als Zeugen der vermuteten Bruchspalte treten bei Masepe heiße Quellen auf, ferner erheben sich in der Nähe des vermuteten Abbruches zur Senke jene Phonolithkuppen, die sich schon durch ihre kegelförmige Gestalt und ihr isoliertes Aufragen aus der Ebene als jüngere Bildungen zu erkennen geben; sie sind also vielleicht als Eruptionen längs dieser Bruchspalte zu erklären. So sehen wir, daß die Grabennatur der Senke von Kalosi und Enrekang auch weiter nach Süden allem Anschein nach gewahrt bleibt (vgl. Taf. X, Prof. X).

Sehr lückenhaft ist unsere Kenntnis des östlich der Tempe-Walanaë-Senke gelegenen Gebietes des Südarmes. Nördlich vom Tjenranadurchbruch dacht, wie wir wissen, der kristalline Kern des Latimodjong sehr rasch zu niedriger Hügellandschaft ab. Vermutlich legen sich hier, wie im Norden, auf der Wasserscheide zwischen Paloppo und Rante Pao, die cretaceischen Schiefertone dem kristallinen Kern auf; ihnen müßten im Süden die alttertiären Kalke folgen, die dann östlich des Tempesees unter den neogenen Sandsteinen verschwinden. Nur am Tjita und Mampu ragen sie daraus hervor. Die Küste südlich des Tjimpuflusses zeigt nach der Meerestiefenkarte (vgl. Taf. VIII, Fig. 1) einen auffälligen Steilabbruch; hier brechen vermutlich die Diabasgesteine des Tjimpugebietes längs NS-Brüchen zum Bonegolf ab (s. auch Taf. X, Prof. IX u. X).

Südlich des Tjenranaflusses läßt sich der neogene Sandstein noch bis in die Gegend von Kadjang verfolgen, wie wir aus den Mitteilungen Wichmanns (152, pag. 966 ff.) und Verbeeks (144, pag. 48, 49) wissen; Wichmann fand ferner längs der Küste bei Balangnipa und Kadjang grobe Andesitkonglomerate, die offenbar das Neogen unterlagern; auch Sarasins erwähnen Hornblendeandesit von dort (125, pag. 270). Südlich von Kadjang folgen dann an der Steilküste, dem Ostausläufer des gewaltigen Pik von Bantaëng, junge Karangs, die in einzelnen Terrassen bis über 100 m Meereshöhe aufsteigen; sie ruhen vermutlich unmittelbar den vulkanischen Bildungen dieses Riesenvulkanes auf. Sarasins haben die Kalke näher untersucht (128, Bd. 2. pag. 298) und hielten sie für eocän; doch stellte Verbeek ihren Zusammenhang mit den jungen, auf neogenem Sandstein aufruhenden Korallenkalkbildungen der

1) An einen ähnlichen Vorgang hat offenbar auch Wichmann gedacht (vgl. 156, pag. 282, Anm. 1), wenn er die Falte mit dem Einbruch des Bonegolfes in Verbindung bringt.

Insel Saleyer fest. Auch der Umstand, daß sie allem Anschein nach den älteren quartären Vulkanprodukten des Bantaënggebirges aufruhen und gelegentlich basaltisches Material einschließen (Wichmann a. a. O.), verweist sie ins Quartär.

Nördlich von Kadjang, im Flußgebiete des Tangka und Sandjai bei Balangnipa, schieben sich die vulkanischen Produkte des Bantaënggebirges in einzelnen vulkanartigen Bergkuppen bis in die Nähe der Küste vor; da sie noch Spuren von Kratern erkennen lassen, werden sie ebenfalls nicht älter als quartär sein und ruhen demnach dem neogenen Sandstein offenbar auf (vgl. Taf. X, Prof. XI). Nordwestlich von Balangnipa verzeichnet die Karte von 1909 (170) ein ca. 2200 m hohes Gebirgsmassiv, Kalamisu (bei Sarasins, 125, t. 12; 128, t. 10 als Darapung angegeben). Die auffällige Höhe dieses Bergstockes, über den nähere Angaben fehlen, läßt vermuten, daß auch er ein jüngeres, dem Neogen aufruhendes Vulkanmassiv darstellt oder aber aus der tertiären Breccienstufe gebildet wird.

In der südlichen Verlängerung der Ostküste des Südarmes liegt die langgestreckte Insel Saleyer, die bei einer Länge von ca. 80 km eine Breite von nirgends mehr als 13 km besitzt. Noch auffälliger wird die Lage und Gestalt der Insel bei Betrachtung der unterseeischen Form (vgl. Niermeyer, 106, t. 11 und Taf. VIII, Fig. 1). Danach läuft längs der Ostküste ein bis über 3000 m tiefer Graben, während die Westseite mit Südcelebes durch einen breiten Sockel verbunden ist, der nicht unter 1000 m Tiefe hinabreicht.

Verbeek, der eine genaue Beschreibung der Insel (144, pag. 31 ff.) gegeben hat, bringt den Einbruchskessel der Ostseite mit einer gewaltigen Bruchlinie in Verbindung, einer der N—S verlaufenden westlichen Randbrüche des Bonegolfes. Die Insel selbst steigt — entsprechend der unterseeischen Form — von der Westseite in sanfter gleichmäßiger Neigung bis zu der 400—680 m hohen, der Ostküste genäherten Wasserscheide an, um hier in schroffen Gehängen nach Osten abzufallen. Nahezu die ganze Westseite ist aus schwach westlich geneigten jungen Karangs aufgebaut, die einer ca. 10—15° W einfallenden Schichtenfolge von Sandsteinen und Mergeln mit schwacher Diskordanz aufruhen. Auf dem steilen Ostabfall sind die jungen Korallenkalke nur in einzelnen schmalen Rändern, anlagernd an die jäh zur Ostküste abbrechenden Sandsteinschichten, erhalten.

Die Sandsteine und Mergel enthalten viel Eruptivmaterial, ja in einzelnen Zonen geschlossene Bänke von Andesitbreccie, weswegen sie Verbeek zum Altmiocän (Stufe $m_1$ auf Java) stellt. Andesit selbst, wie Wichmann nach Aufsammlungen Webers längs der Ostküste von Saleyer (155) angibt, fehlt dagegen nach den Beobachtungen Verbeeks ganz (a. a. O. pag. 35, 36). Unter dem gesammelten Eruptivmaterial finden sich Trachyte (Glimmertrachyte), Hornblende- und Augitandesit, Feldspatbasalt (Bücking, 34, pag. 193, 196, 197) und Nephelintephrit (144, pag, 70).

Der den Miocänschichten aufruhende Korallenkalk läßt nach Verbeek 3 Stufen unterscheiden, die bis über 300 m Höhe ansteigen; er besitzt pliocänes, und in den jüngeren Stufen quartäres Alter. Der geologische Bau der Insel Saleyer zeigt demnach große Aehnlichkeit mit den Verhältnissen zwischen Balangnipa und Tandjong Bira am Bonegolf; wir können umgekehrt aus den Beobachtungen Verbeeks schließen, daß auch die Neogensandsteine und Mergel von Balangnipa miocänes Alter besitzen werden, und daß die daselbst von Wichmann und Sarasins beobachteten Hornblendeandesite und Breccien (s. oben) in ähnlich engem Zusammenhange mit den Sedimenten stehen, wie auf der Insel Saleyer. Auf die eigentümlichen Lagerungsverhältnisse, die das Profil von Saleyer bietet (vgl. Verbeek, a. a. O. Beil. 1, f. 1—16) komme ich weiter unten noch zurück.

Der Pik von Bantaëng, ungefähr in der Mittelachse des Südarmes an dessen Südende gelegen, bildet ein gewaltiges, mit seinen Ausläufern zur Floressee, zum Golf von Bone und zur Ebene von Makassar abdachendes Vulkanmassiv, das in seinem Zentrum einen noch wenig zerstörten Krater von über 3 km Durchmesser besitzt. Der höchste Gipfel des Kraterrandes, der Lompobattang, erreicht nach der Karte von 1909 3042 m Höhe; Sarasins geben für den Südgipfel Lompobattang 2910 m, für den Wawokaraeng 2865 m an (125, pag. 261 ff.). Verbeek endlich (144, pag. 63) schreibt dem Wawokaraeng 3042 m, dem Lompobattang 2766 m zu. Diese Differenzen beruhen offenbar auf verschiedener Benennung der Hauptspitzen. Dem Gebirgsabhange sind eine große Zahl von Parasiten, besonders auf dem Südabhang, aufgesetzt, der Lokka, Pepepekan, Schlangenberg etc., ferner im Norden der Mapu, Pao und die kleinen Vulkane westlich Balangnipa (vgl. Sarasins, 125, pag. 261 ff., t, 12; 128, Bd. 2, t. 11).

Der Pik von Bataëng ist, obwohl ihm eine vulkanische Tätigkeit heute fehlt[1]), doch zweifellos noch ein jugendlicher Vulkan, wie schon die noch unzerstörte Erhaltung seines Riesenkraters beweist. Seine Bildung fällt vermutlich ins Pleistocän, jedenfalls aber erst in die Zeit nach der Ablagerung der neogenen Sandsteine von Balangnipa. Auch die Parasiten lassen an den zum Teil noch wohlerhaltenen Kraterformen das jugendliche Alter erkennen.

Zur Vulkangruppe des Pik von Bantaëng gehört außer den erwähnten Parasiten am Nordabhang, dem Mapu und Pao, auch der Bowonglangi (Sarasins, 125, pag. 279; 128, Bd. 2. pag. 243). Er besitzt bereits keine erkennbare Kraterform mehr und ist erheblich stärker der Zerstörung anheimgefallen, als das Bantaëngmassiv. Die höchste Spitze des zackigen Kammes erreicht über 2000 m Höhe.

Die Hauptgesteinselemente des Bantaëngmassivs sind Feldspatbasalte (Sarasins, 125, pag. 270, und Verbeek, 144, pag. 66). Bücking bezeichnet sie wegen der porphyrischen Struktur als basaltähnliche Augitandesite, die durch Aufnahme von Olivin sich dem Basalt nähern (34, pag. 147, 203); schon durch diesen petrographischen Charakter unterscheidet sich mithin der Bantaëngvulkan von den vermutlich tertiären Trachyt-Hornblendeandesitgesteinen und neigt in seiner Zusammensetzung mehr zu den rezenten, aus Augitandesit und Feldspatbasalt bestehenden Vulkanen der Minahassa hin. Freilich erwähnt Verbeek a. a. O. auch Augitbiotittrachyt und Sarasins fanden gelegentlich Hornblendeandesit, ebenso Wichmann (152, pag. 907 ff.); doch ist es nicht ausgeschlossen, daß diese Gesteine aus dem älteren, tertiären Untergrunde des Vulkanmassivs stammen.

Die Westseite der Tempesenke haben wir bei Pare Pare verlassen. Nach Cool und Knijff (38, pag. 112 ff.) reicht die Andesitkonglomeratstufe von Pare Pare noch weit nach Süden bis in die Gegend von Tanette, auf der ganzen Strecke die stark gegliederte Küste bildend. Nördlich Tanette beginnt eine schmale Quartärfläche sich zwischen Gebirge und Küste einzuschieben; im weiteren Verlaufe nach Süden stellen sich dann unter den Andesitkonglomeraten Kalke[2]) ein, die mit hohem Steilrand zur Küstenebene abfallen. Der nördlichste Ausläufer dieses Kalkes ist am Kap Batu bei Mandalle bekannt (Wichmann, 156, pag. 279); bei Pangkadjene springt der mehr und mehr an Breite gewinnende Kalkzug nach O zurück, sendet aber noch vereinzelte, isolierte Pfeiler in die im Westen sich ausbreitende Küstenebene vor (vgl. Sarasins, 128, Bd. 2. pag. 215. f. 72 ff.). Dieselben zeigen besonders bei Leang-Leang südlich Pangkadjene in ca. 30 m Meereshöhe ausgezeichnete Strandmarken,

1) Als letzte Spuren einer solchen können vielleicht einige warme Quellen bei Bantaëng an der Südküste angesehen werden (vgl. Sarasins, 125, pag. 270; Wichmann, 152, pag. 973).

2) Wahrscheinlich reichen die Kalke bis in die Gegend von Lisu nach Norden, wie wir aus Angaben Schreuders (136) schließen müssen (vgl. unten).

Zeichen einer ganz jungen Meeresbedeckung des Küstengebietes; die Eruptivbildungen bauen indessen auch weiter nach Süden das Rückgrat des Berglandes auf, das die Westküste im Innern begleitet. Der Kulminationspunkt dieses Berglandes, das im Durchschnitt 1000 m nicht überschreitet (Wichmann, 156, pag. 278, 279), ist der vorwiegend aus Nephelingesteinen bestehende Pik von Maros mit 1365 m. Im Vorlande stellen sich jetzt, südlich Pangkadjene, wohlgeschichtete, ganz flach westlich fallende Leucittuffe ein, wie wir sie schon im Norden bei Bungi kennen lernten; sie schließen, wie dort, eine noch heute in der Hauptsache lebende Muschelfauna ein und besitzen vermutlich pliocänes Alter; Wichmann bezeichnet sie als palagonitische Leucittephrittuffe (154). Auf ihnen lagern Zeugen jener schon genannten, allem Anschein nach pleistocänen Meerestransgression in Gestalt von Muschelbänken zwischen Tello, bei Parangloë nördlich von Makassar, und dem Marosfluß (Sarasin, 128, Bd. 2. pag. 207 ff.). Ueber den Muschelbänken endlich liegt längs des unteren Marosflusses alluvialer Lehm. Auf den der Marosmündung vorgelagerten kleinen Kuri-Inseln tritt der Leucittuff abermals zutage; er hat wegen seiner Gewinnung daselbst zu technischen Zwecken den Namen Kuristein bekommen. Sarasins verfolgten (a. a. O. pag. 207 ff.) den Kuristein von Tello und Lakkang mit wenigen Unterbrechungen über Maros hinaus bis in die Gegend von Pangkadjene; er bildet also zweifellos den Untergrund der ganzen Küstenebene nördlich von Makassar.

Die Umgebung von Makassar ist schon von einer großen Zahl von Forschern besucht worden; ein näheres Eingehen auf die älteren Berichte kann ich mir hier um so mehr ersparen, als Sarasins (125, pag. 240 ff.; 128, Bd. 2. pag. 207) und ebenso Bücking (34, pag. 118 ff.), endlich neuerdings Verbeek (144, pag. 52 ff.) eine eingehende kritische Behandlung der älteren Literatur geben.

Von besonderer Wichtigkeit für die Altersbestimmung der Gesteine in der Umgebung von Makassar ist die Stellung des Kalkes, der sich aus Tanette im Norden von Pangkadjene über Maros durch die Landschaft Goa bis in den Süden der Halbinsel verfolgen läßt. Er wird in der Literatur schlechthin als Kalk von Maros bezeichnet [1]). Von Schreuder (136, pag. 388 ff.) für jurassisch gehalten, sah Wichmann in ihm einen neogenen Korallenkalk (auch Richthofen spricht von gehobenen Korallenriffen, 113, pag. 248), der dem Leucittuff der Küstenzone aufgelagert sein sollte (154, pag. 315 ff.; 156, pag. 279). Dann machte Bücking die wichtige Entdeckung, daß in den Kalken aus dem Hinterland von Pangkadjene Nummuliten in großen Mengen auftreten (31, pag. 78); er sah infolgedessen die Kalke von Maros als eocän an und stellte zu ihnen nach dem Vorgange von Sarasins auch die Kalke von Pare Pare, Buton etc. Auch Sarasins gelang es, an verschiedenen Stellen bei Maros, ebenso in dem östlichen Hinterlande in der Gegend von Lamontjong und Tjamba Nummuliten nachzuweisen; sie sprachen infolgedessen den Kalk von Maros gleichfalls für eocän an und stellten ihm, wie wir im Verlaufe der Betrachtung gesehen haben, zahlreiche andere Kalkvorkommnisse der Insel gleich. Zuletzt hat sich Verbeek mit der Altersfrage der Kalke von Maros beschäftigt (144, pag. 52 ff.). Verbeek konnte nach eigenem, wie zum Teil nach dem von Bücking und Sarasins gesammelten Material den Nachweis erbringen, daß nur ein Teil der Kalke von Maros echte Nummuliten und Discocyclinen enthält, mithin seiner Eocänstufe Javas gleichzustellen ist (s. oben S. 91 ff.); ein anderer, und zwar der Hauptteil der Kalke enthält Lepidocyclinen, daneben Amphisteginen, Milioliden etc., er gehört danach ins Miocän. Bücking hat sich dieser von Verbeek bereits 1900 (pag. 21) ausgesprochenen Ansicht später angeschlossen (34, pag. 118 ff.). Der Eocänkalk soll nach ihm eine Mächtigkeit von 60—100 m besitzen und die Basis der ganzen Kalkplatte bilden.

1) Oberhalb Maros stürzt ein bekannter Wasserfall über seinen Steilabsturz zur Ebene hinab.

Ich habe bereits oben darauf hingewiesen, daß das Oligocän bei der von VERBEEK vorgeschlagenen. Gliederung so gut wie ausgeschaltet wird, dadurch, daß er das Aquitanien zum Miocän stellt[1]), während es sonst im allgemeinen als Oberoligocän bezeichnet wird. Da nun die Lepidocyclinen im Aquitanien auftreten[2]), nach WANNER sogar dem Miocän von Ostcelebes bereits zu fehlen scheinen (vgl. oben S. 112), so dürfen wir, streng genommen, nicht ohne weiteres die Lepidocyclinenkalke als neogen bezeichnen. Hinzu kommt, daß aus stratigraphischen Gründen gerade eine Trennung der beiden genannten Kalkstufen recht schwierig ist, weil sie ohne Unterbrechung ineinander übergehen (BÜCKING, 34, pag. 120), daß vielmehr die Unterbrechung der Kalkentwicklung vermutlich erst durch die mächtigen mit dem Miocän einsetzenden Andesiteruptionen veranlaßt wurde. Das sind für mich die Gründe gewesen, alle in Frage stehenden Kalkvorkommen, mögen sie Discocyclinen oder Lepidocyclinen enthalten, als Bildungen des älteren Tertiärs (Eocän, Oligocän und vielleicht Altmiocän) zusammenzufassen und den vorwiegend klastischen Sedimenten des jüngeren Tertiärs (Miocän und Pliocän) gegenüberzustellen.

Ueber das Alter der Eruptivbildungen in der Umgebung von Makassar herrscht gleichfalls eine ziemlich weitgehende Meinungsverschiedenheit. WICHMANN nahm (153, pag. 267; 154, pag. 323 und Prof. 6 das.), wie wir sahen, an, daß die — nach ihm neogenen — Korallenkalke auf den Leucittuffen von Makassar aufruhten. Dasselbe vermutete auch BÜCKING (31, pag. 78); da ihm indessen der Nachweis des eocänen Alters der Maroskalke gelungen war, so mußten auch die Leucitgesteine, sowohl die Tuffe an der Küste wie auch die Eruptivergüsse im Gebirgslande von Pangkadjene und Kantisang eocän sein. In seiner späteren Arbeit kommt BÜCKING (34, pag. 134. t. 7, Prof. 1) abermals zu der Anschauung, daß ein Teil der Kalke von Maros zum mindesten jünger als gewisse Hornblendeandesite oberhalb Kantisang sein müßten. Daneben wird aber angegeben (pag. 130), daß bei Mangliu Glimmerandesit den Kalk durchbrochen habe. Da nun auch von SARASINS an verschiedenen Stellen Durchbrüche basaltähnlicher Andesite durch den Kalk beobachtet sind, dürfen wir wohl schließen, daß zum mindesten die Hauptmasse der Kalke älter als die mit dem Miocän beginnende Eruptionsphase (Trachyt, Hornblende- und Glimmerandesit) ist.

Wie verhalten sich nun die Leucit- und Nephelingesteine? Der Verband des Kuristeins, also der Leucittuffe der Küste, die wir wohl als eine mit den Ergüssen im Innern gleichzeitige Bildung ansehen dürfen, mit dem Kalke ist bisher noch nicht direkt beobachtet worden (vgl. WICHMANN, 154, pag. 323; BÜCKING, 34, pag. 127). Da nun aber nach den übereinstimmenden Beobachtungen der Kuristein der Küste flach westlich einfällt, das gleiche Einfallen, nur in stärkerem Maße, auch der Kalk erkennen läßt (BÜCKING, 34, pag. 132), so scheint schon daraus zu folgen, daß der Kalk unter die Leucittuffe einfällt (vgl. Taf. X, Prof. XI). Besonders wichtig aber und gegen die BÜCKINGsche Altersauffassung sprechend scheinen mir die von SARASINS bei Lakkang gemachten Fossilfunde in den Tuffen zu sein, die ihnen ein höchstens pliocänes Alter zuweisen.

SARASINS haben, wie erwähnt, an zahlreichen Stellen Durchbrüche von Eruptivgesteinen durch den Kalk beobachtet (vgl. 128, Bd. 2. pag. 235 ff.), unter anderem auch einen den Kalk nach ihrer Ausdrucksweise lakkolithartig durchbrechenden Leucitbasalt, den Bulu Tamangura (a. a. O. pag. 228) nordöstlich von Maros. Ihre Beobachtungen am Fuße des Pik von Maros endlich deuten darauf hin, daß auch diese größte — vorwiegend aus Nephelingesteinen bestehende — Eruptivmasse des Hinterlandes von Makassar den Kalk durchbrochen hat. Dieser Auffassung ist dann auch VERBEEK bei-

1) Vgl. hierzu auch 144, pag. 478 ff.
2) So hat auch DOUVILLÉ (41, pag. 449 ff.) die lepidocyclinenführenden Kalke von Maros dem Aquitanien zugestellt.

getreten (144, pag. 59 und Beil. 2. f. 45); der Leucittuff lagert nach seiner Auffassung auf dem Kalke von Maros und besitzt wegen der jugendlichen Fauna quartäres oder höchstens pliocänes Alter. Im Widerspruch hiermit scheint aber zu stehen, wenn VERBEEK weiterhin (pag. 795) annimmt, daß die Leucit-Nephelingesteine als Folge des nacheocänen Einbruches der Makassarstraße emporgedrungen seien und demnach die älteste, vielleicht noch vormiocäne Eruptivstufe von Südcelebes bilden sollen.

Die ältesten Eruptivbildungen sind, so will mir nach dem gewonnenen Bilde scheinen, die vorwiegend aus Trachyten, Hornblende- und Glimmerandesiten, gelegentlich auch Augitandesiten bestehenden Konglomerate, Breccien und Tuffe des Sadanggebietes; sie scheinen in petrographischer wie geologischer Beziehung ein völliges Aequivalent der Breccienstufe der Minahassa zu bilden, und die Verhältnisse im Sadanggebiet führten uns auch zu der Auffassung, daß ihre Bildung mit dem Altmiocän eingesetzt haben muß. Diese Andesitkonglomeratstufe konnten wir über das Gebirge von Pare Pare bis in die Landschaft Tanette verfolgen, sie setzt aber vermutlich unter den jüngeren Aufschüttungen noch weit nach Süden fort, denn allem Anscheine nach gehören die Trachyte, Dazite und Glimmerandesite, die BÜCKING (34, pag. 143 ff. u. 193) aus dem Hinterland von Pankadjene beschreibt, ebenso die vom Bantaëngmassiv beschriebenen Trachyte und Hornblendeandesite dieser älteren, miocänen Breccienstufe an.

Erheblich jünger, und zwar quartär, sind die vorwiegend basaltischen Eruptionsprodukte des Pik von Bantaëng und seiner, ihn im Norden wie im Süden umgebenden Parasiten — auch den Bowonglangi haben wir dieser quartären Eruptionsphase zugereiht —, da Kraterformen noch heute an vielen Stellen deutlich erhalten sind. BÜCKING bezeichnet das Gestein vom Bantaëng als basaltähnlichen Augitandesit (34, pag. 147, 204), dadurch wird die Analogie mit den jungvulkanischen Produkten der Minahassa eine noch auffälligere.

Ein drittes besonderes Glied, das der Minahassa, soweit bis heute feststeht, ganz fehlt, das nur südlich des Matinanggebirges auf Nordcelebes, ferner längs der Mandarküste noch bekannt geworden ist, nehmen die Leucit- und Nephelingesteine von Südcelebes ein.

Die Bildung des Kuristeins fällt, wie wir sahen, ins Pliocän, das ließe darauf schließen, daß die Eruption dieser ganzen Gruppe, falls sie gleichzeitig gebildet wurde, zwischen die miocäne Andesitkonglomeratstufe und die jungen basaltischen Eruptionsprodukte des Bantaëngmassivs zu stellen ist. Ich glaube auch, daß sich für eine solche Auffassung Anhaltspunkte finden lassen. Das Haupteruptionszentrum der Leucit-Nephelingesteine auf dem Südarme bildet der 1365 m hohe, kegelförmige Pik von Maros; SARASINS haben ihn beschrieben (125, pag. 246 ff.), und C. SCHMIDT hat eine petrographische Beschreibung der am Pik gesammelten Gesteine gegeben (das. Anhang, pag. 28). Nach den Beobachtungen von SARASINS fallen die Nummulitenkalke von Kau und Marangka am Fuße des Piks deutlich unter die Eruptivbildungen des Kegels ein, der seiner ganzen Form nach dem plateauartigen, von Andesiten durchsetzten Kalkgebirge aufgesetzt erscheint. Noch deutlicher tritt indessen dieser jugendliche Charakter bei den isolierten, aus der Senke von Masepe und Teteadji aufragenden Phonolithkegeln, dem Lowa etc., in die Augen, die sogar mehrfach für echte Vulkane angesprochen wurden. Ihre Lage deutet offenbar darauf, daß sie erst nach Abbruch des Andesitgebirges von Pare Pare zur Tempesenke innerhalb des Senkungsfeldes emporgedrungen sind, und zwar vermutlich auf der westlichen Randspalte dieses langgestreckten Grabeneinbruches (s. oben S. 131).

Es steht sonach, so will mir scheinen, nichts der Auffassung entgegen, daß die Leucitgesteine von Südcelebes mit den Leucittuffen der Küste zusammen eine einheitliche, ins Pliocän fallende Eruptions-

phase darstellen, zwischen der miocänen, vorwiegend aus Trachyt, Hornblende-, Glimmer- und Augitandesit bestehenden Breccienstufe und der quartären Eruptionsperiode, die vorwiegend augitandesitisches und basaltisches Material zutage förderte; für die Gesteine des Oleidu kiki südlich Matinang fehlt uns noch der genauere geologische Verband, dagegen könnte man vielleicht in den von Carthaus beschriebenen Kontakterscheinungen der Leucitgesteine an neogenen Sandsteinen der Mandarküste (s. oben S. 127) einen weiteren Beweis für ihr jugendliches (pliocänes) Alter erblicken.

Das Liegende des Eocänkalkes in der Umgebung von Maros bilden hellgelbe mürbe Sandsteine und Tonsandsteine mit Toneinlagerungen, die ein $1-1^1/_2$ m mächtiges steinkohlenartiges Pechkohlenflöz einschließen. Das Kohlenflöz mit den umlagernden Sandsteinen ist an zahlreichen Stellen von Kantisang an nach Norden bis weit in die Landschaft Tanette hinein bekannt geworden. Bücking gibt (34, pag. 123 ff.) eine Zusammenstellung aller bisher bekannt gewordenen Kohlenfundpunkte aus der Umgebung von Makassar, die zuerst von Schreuder (136, pag. 388 ff.) eingehend auf ihren praktischen Wert untersucht sind. Aus der Verbreitung der einzelnen Kohlenfundpunkte läßt sich entnehmen, daß sie die ganze alttertiäre Kalkplatte östlich und nördlich von Makassar unterteufen. Fossilien sind in den begleitenden Schichten bisher nur in sehr mangelhafter Erhaltung aufgefunden; Bücking erwähnt a. a. O. pag. 128 Cerithien aus sandigen Mergeln von Lobang westlich Kantisang. Ihrer Lagerung nach gehört diese Kohlenstufe offenbar ins untere Eocän und wird deshalb als ein Aequivalent der gleichfalls von Nummulitenkalk überlagerten Eocänkohlenstufe von Südborneo sowie der Umbilienkohlenstufe von Westsumatra angesehen. Es wurde oben schon die Vermutung ausgesprochen, daß vielleicht auch die unter den Kalken des Kalosigrabens bei Banti etc. hervorkommende Kohlenstufe mit der Eocänkohle von Maros gleichaltrig sei. Danach würde also das brakische bzw. terrestrische Untereocän bis in das Sadanggebiet hineinreichen.

Nächst Kantisang und Lobang ist die Kohle von Maros bekannt geworden am Pangkadjenefluß oberhalb Matodjeng, ferner südöstlich Segiri, südlich von Mandalle und endlich bei Lisu nordöstlich Mandalle (vgl. Schreuder, 136, pag. 388 ff.). Während die genannten Funde alle in der Nähe der Küste unter dem Steilrande des Kalkplateaus in geringer Meereshöhe zutage treten, liegt der gleiche Kohlenhorizont nördlich und südöstlich von Mangliu (bei Bandaranding und Bulukomba) erheblich höher, ein Beweis, daß das Eocän, sowohl die Kohle wie die überlagernden Nummulitenkalke nach Westen einfallen (vgl. auch Bücking, a. a. O. pag. 132 u. Profil 3, t. VII).

Mit den bisher erwähnten, von Eocänkalken überlagerten Kohlen hat Bücking (pag. 131, 176) auch Kohlenvorkommen bei Dulang und Mangempang östlich Makassar vereinigt, die von Schreuder a. a. O. erwähnt werden und von Frenzel (49, pag. 299) als Blätterkohle beschrieben worden sind; Sarasins haben indessen festgestellt (128, Bd. 2. pag. 210), daß die Kohle von Dulang eine Braunkohle ist, eingelagert in graue Tone mit Korallen- und Kalkrollstücken; sie muß danach erheblich jünger als der Maroskalk und die diesen unterlagernde Eocänkohle sein, und Sarasins gehen wohl nicht fehl, wenn sie die kohlenführenden Tone von Dulang als Neogen bezeichnen und als eine dem Kuristein ungefähr gleichaltrige Bildung ansehen.

Südlich von Makassar setzen die grauen Leucittuffe und neogenen Tone längs der flachen Küste noch bis in die Gegend von Allu fort (Sarasins, 125, pag. 339; 128, Bd. 2. pag. 308); landeinwärts erheben sich, unter diesen Bildungen hervortauchend[1]), die Maroskalke und darüber die vulkanischen Aufschüttungen des Panggowagebirges; die letzten Ausläufer des Panggowagebirges erreichen bei Allu

1) Vielleicht längs eines Bruchrandes, wie ich in Prof. XI, Taf. X angedeutet habe.

die Küste; nach Sarasins bestehen sie aus Maroskalk, Verbeek (144, pag. 52 ff. u. t. 2) gibt indessen in der Umrahmung der Bucht von Laikiang junge Karangs an; demnach scheint der Maroskalk die Küste nicht mehr zu erreichen. Jenseits Djeneponto treten dann die jungvulkanischen Produkte des Bantaëngmassivs bis an die Küste.

Wir kamen oben zu der Auffassung, daß die Eruptivbildungen, die das Rückgrat des Gebirges östlich von Makassar bilden, in der Hauptsache der Kalkplatte von Maros auflagern, also jünger als diese sind. In der Tat kommen nun östlich der Wasserscheide im Quellgebiet des Walanaë die Maroskalke unter den Eruptivbildungen wieder zum Vorschein. Beobachtungen in diesem Gebiete zwischen dem Bowonglangi im Süden, dem Pik von Maros im Westen und der Walanaësenke im Norden verdanken wir vor allem P. und F. Sarasin (128, Bd. 2. pag. 232 u. t. 10).

Ihr Weg führte von Maros nach Osten über Bantimurung bis Batunuangassue durch das Kalkgebiet; bei letzterem Orte zeigen sich deutlich gebankte Kalke mit mehrfachen Durchbrüchen eines dunklen, säulenförmig abgesonderten Eruptivgesteins (offenbar Feldspatbasalt) ganz ähnlich wie am Wasserfall von Maros bei Bantimurung. Auf der Höhe der Wasserscheide bei Kappang verschwindet der Kalk vollständig unter den ihn bedeckenden Eruptivmassen, kuppenförmigen Bergen ohne erkennbare Kraterformen, in der Hauptsache aus Andesitkonglomerat bestehend. Beim Abstieg in das Tal von Tjamba treten die Kalke unter den Andesitkonglomeraten wieder hervor; Tjamba selbst liegt in einer breiten Talfläche, die die beiden Forscher (pag. 238) für ein altes Seebecken ansprechen. Jenseits des Tales nach der östlichen Wasserscheide zu erheben sich über dem Kalk abermals Eruptivmassen, unter denen im Osten, im Litatal, der Kalk wieder hervorkommt. Oestlich des Litatales erhebt sich, gleichfalls auf Kalk aufruhend, ein schroffer, aus Eruptivkonglomerat bestehender, lang nach Norden gestreckter Bergriegel, an dessen Ostfuß ebenfalls der Kalk wieder zum Vorschein kommt. Die Quellflüsse des Walanaë haben also in die von mächtigen Eruptivkonglomeraten überdeckte flache Kalkplatte tiefe Erosionsrinnen eingesägt und innerhalb des Kalkes dann zum Teil breite Talflächen geschaffen; ob dieselben, wie das Becken von Tjamba, und östlich davon von Lappa kauru sowie von Bontorio durch tektonische Vorgänge zu erklären sind oder durch den Aufstau widerstandsfähiger Eruptivriegel ausgearbeitete alte Talflächen bilden, läßt sich nicht entscheiden. Erwähnt sei noch, daß Sarasins sich das eigenartige geologische Profil, das die Flußtäler des Walanaëquellgebietes zeigen, durch den von ihnen überall vermuteten Faltungsvorgang zu erklären suchen; der Nummulitenkalk ist danach in zahlreiche Synklinalen und Antiklinalen gefaltet, in den Synklinalen lagert die Molasse (die Ausfüllung der erwähnten Talflächen), auf den Antiklinalen sind die Eruptivgesteine emporgebrochen (pag. 262). Meine Auffassung habe ich im Profil No. XI, Taf. X, darzustellen gesucht.

Unter den auf diesem Zuge erwähnten Gesteinen verdient vor allem der Fund von Leucitlava bei Lappa Bontorio am Nordfuß des Bowonglangi Erwähnung (pag. 249). Am Nordrande der Bontorioebene fanden sich in den Kalken große Nummuliten (pag. 253), ein Beweis, daß auch unter den Kalken des Hinterlandes von Makassar Eocän vertreten ist, und wir daher berechtigt sind, den Kalk der älteren Tertiärstufe zuzustellen.

Am Rande der Walanaëebene, die sich als breite Depression nach Norden bis in die Tempesenke fortsetzt, kommen Konglomerate, Sandsteine und Tone, die den genannten Eruptivbildungen und Kalken angelagert sind, zum Vorschein, weiter nach Norden tauchen sie unter die Quartärauffüllungen des Walanaëtales unter; Sarasins stellen diese Bildungen zu ihren neogenen Grautonen (pag. 254

und 296); es sind offenbar dieselben Bildungen, die den Riegel der Tempesenke am Tjenranadurchbruch bilden und sich in breitem Zuge bis in die Gegend von Kadjang (s. oben) verfolgen lassen.

Erwähnt sei noch, daß schon Schreuder (136, pag. 391) am Ostabhang des Marosmassives die unter der Eruptivbedeckung wieder zum Vorschein kommenden Maroskalke nördlich Tjamba in der Landschaft Melawa (oder Malawa) beobachtet hat; sie werden, wie im Westen, von kohlenführenden Sandsteinen unterlagert; auch hier werden also Vertreter des Eocäns im Kalke zu erwarten sein, wie bereits Rettgers (111, pag. 124) vermutet hat. Bücking hat diese Angaben in seinem Profil (34, t. 7 f. 3) benutzt und läßt es danach unentschieden, ob die Eruptivmassen des Pik, wie es früher seine Auffassung war, älter sind als die Kalke oder jünger. Nach den soeben geschilderten Verhältnissen im Quellgebiete des Walanaë drängt sich indessen entschieden die letztere Auffassung auf; ich habe versucht, in Profil XI, Taf. X, einen Querschnitt durch diesen Teil des Südarmes zu geben.

Mit einigen Worten müssen wir noch ein wichtiges Gesteinsvorkommen aus dem Bergland östlich und nordöstlich von Pangkadjene erwähnen. Wichmann brachte zuerst die Nachricht (157, pag. 176; 154, pag. 324), daß im Hinterland von Pangkadjene kristalline Schiefer vorkommen müßten; ihm, wie später Sarasins, kamen nur die Gerölle des Pangkadjeneflusses zu Gesicht (128, pag. 217); Bücking gelang es, das Anstehende dieser Gesteine am Oberlauf des Flusses aufzufinden (34, pag. 133 ff.). Er erwähnt Glimmerschiefer, Hornblendeschiefer, granatführende Glaukophanschiefer und Serpentin — nicht dagegen den von Wichmann und Sarasins aufgeführten Gneis — ferner, mit den kristallinen Schiefern angeblich eng verbunden, dunkle Tonschiefer und Kieselschiefer und Konglomerate mit dem Material der genannten kristallinen Gesteine. Die letztgenannten Konglomerate, Ton- und Kieselschiefer sind trotz ihres engen Verbandes mit den kristallinen Schiefern wohl sicher erheblich jünger, und wir gehen vielleicht nicht fehl, in ihnen cretaceische Schichten zu vermuten, zumal Sarasins (125, pag. 244) unter den Geröllen des Pangkadjeneflusses ihren Radiolarienhornstein erwähnen; auch Bücking führt weiterhin die von ihm beobachteten Konglomerate, Kiesel- und Tonschiefer unter den mutmaßlich cretaceischen Gesteinen der Insel auf (a. a. O. pag. 166, 167).

Wir kommen also zu dem Ergebnis, daß in dem die Westseite von Südcelebes begleitenden Gebirgszuge, wenn auch in beschränktem Maße, das kristalline Gebirge mit einer schmalen Auflagerung cretaceischer Transgressionskonglomerate und Schiefer unter der tertiären Bedeckung zutage tritt; es hat den Anschein, als ob hier, im Westen der Walanaë-Tempesenke, ein ähnlicher kristalliner Horst den Kern des meridional gerichteten Gebirges bilde, wie im Nordosten das Latimodjongmassiv, nur daß die Intensität der Erhebung des Horstes erheblich geringer ist. (Im oben genannten Profil habe ich diesen Horstaufbruch, der über Tage vom Schnitt nicht getroffen wird, anzudeuten gesucht.)

## Rückblick.

Bei der geologischen Darstellung der Insel bin ich im vorigen in erster Linie von dem Gesichtspunkte ausgegangen, ein Bild von der Verbreitung des alten Gebirgsuntergrundes der Insel im Verhältnis zu den jüngeren Deckschichten zu entwerfen; es mußte von vornherein darauf verzichtet werden, eine genaue Altersbestimmung der das alte Gebirge überdeckenden Sedimente zu versuchen, die zwar in den beiden letzten Jahrzehnten in großer Verbreitung nachgewiesen, indessen nur zum kleinsten Teile bis heute genauer paläontologisch untersucht worden sind. Bei der großen Armut charakteristischer Versteinerungen halfen auch Vergleiche mit den sicher bestimmten Horizonten des

benachbarten Archipels nicht weit, und in der Hauptsache, vor allem bezüglich der im vorigen zur oberen Kreide gestellten Bildungen, sind wir fast ausschließlich auf petrographische Vergleiche und Analogien in der Lagerung insbesondere mit den entsprechenden Bildungen Südborneos angewiesen. Eine sichere Altersbestimmung ist bisher lediglich für eine Reihe von tertiären und jüngeren Sedimenten gelungen, insbesondere die alttertiären Nummulitenkalke von Süd-, Ost- und Nordcelebes, für die darüber folgenden Lepidocyclinenkalke von Nord-, Ost- und Südcelebes, endlich für eine Reihe von dem jüngeren Neogen und dem Quartär angehörenden klastischen Sedimenten.

### Archaicum und Palaeozoicum.

Das alte Gebirge, d. h. Archaicum und Palaeozoicum zusammen, bildet, wie wir sahen, den weit überwiegenden Teil der am Aufbau der Insel beteiligten Gesteine; nahezu ganz Zentral- und Südostcelebes ist bis auf die schmalen Küstenzonen von diesen Gesteinen beherrscht; sie bilden weiterhin das Rückgrat des ganzen Ostarmes [1]) und ebenso des Nordarmes bis an die Grenze der Minahassa im NO, und selbst in dem, von jüngeren Bildungen am meisten bedeckten Südarm treten sie in zwei schmalen Aufbrüchen zutage. Das alte Gebirge bildet also auf der ganzen Insel das eigentliche Felsgerüst, die darüber lagernden Sedimente spielen ihm gegenüber eine verhältnismäßig untergeordnete Rolle, und das gleiche Verhältnis läßt sich, wie wir sahen, bis in die benachbarten Inselgruppen des Molukkenarchipels verfolgen. Wichmann hat bereits früher (158, pag. 163 ff.) auf die große Verbreitung des Archaicum auf Celebes hingewiesen.

Wir haben eine Gliederung des alten Felsuntergrundes versucht, der ungefähr umfaßt, was Verbeek als „oude schieferformatie“ bezeichnete. Das älteste Glied der kristallinen Schiefer, die Gneise, werden genannt von Pangkadjene, aus dem Latimodjonggebirge, ferner NW von Paloppo, aus dem Tambokegebirge, vom Banggaiarchipel, dem Mendokegebirge, verschiedenen Punkten von Zentralcelebes, endlich vom Bonegebirge; Bücking hat an diese meist von Sarasins stammenden Angaben gewisse Zweifel gesetzt [2]); sicher nehmen indessen Gneise am Aufbau des Kerngebirges zwischen Parigi und Towera größeren Anteil, desgleichen fanden wir sie im oberen Mautongebirge. Es fragt sich indessen, ob alle diese Gesteine, soweit sie wirklich Feldspat enthalten, den echten Gneisen angehören oder nicht vielmehr, wie es bei den Augengneisen von Towera und vom oberen Siguru den Anschein hat, nur deformierte Granite und dann Einlagerungen in den Glimmerschiefern bilden.

Weit bedeutender ist der Anteil der Glimmerschieferserie am Aufbau des alten Felsgerüstes. Sie bildet mit der für sie charakteristischen Mannigfaltigkeit der Gesteinselemente — Quarzglimmerschiefer, Granatglimmerschiefer, Glaukophanschiefer, Hornblende-, Talk-, Chlorit-, Graphitschiefer, kristalline Kalke — zwei Hauptzüge, die ungefähr in der generellen Streichrichtung der Faltung — von SO nach NW — verlaufen [3]); der eine zieht durch den südlichen Teil des Südostarmes und tritt an

1) P. Sarasin bezeichnet diese von mir bereits früher (18, pag. 200) ausgesprochene Ansicht als irrig (129, pag. 239); sie findet aber doch, wie wir oben (S. 106 ff) sahen, in den Untersuchungen Koperbergs, Verbeeks und Wanners eine Bestätigung.

2) 34, pag. 151; vgl. auch oben S. 66, 100, 116.

3) Abendanon hebt neuerdings (13, pag. 269) hervor, daß das Streichen des kristallinen Gebirges in Zentralcelebes sehr unregelmäßig sei und kein konstantes NW—SO-Streichen erkennen lasse; generell muß es aber nach seinen eigenen zahlreichen Angaben, die oben im einzelnen zitiert sind, doch vorhanden sein, und auch der Verlauf der Gebirgsketten auf seinen Kartendarstellungen von Zentralcelebes zeigt dies mit aller Deutlichkeit (vgl. Taf. VIII, Fig. 1). Daß das Streichen im einzelnen sehr unregelmäßig ist, kann bei den vielfachen, durch die gewaltigen jungen Bruchzonen veranlaßten Störungen, namentlich in der Possosenke, wohl nicht wunder nehmen.

den Ostbruch der Possosenke in großer Verbreitung wieder hervor; ein zweiter Zug läßt sich vom Banggai-Archipel vermutlich durch den Ostarm nach Bunta verfolgen, und vielleicht dürfen wir in dem Glimmerschiefergebiet von Mauton und Tomini die nordwestliche Fortsetzung dieses Zuges sehen.

Das Vorkommen zahlreicher mächtiger Linsen von basischen Gesteinen innerhalb der Glimmerschiefer (des Mautongrenzgebirges, des Piks von Tomini, der Gebirge von Südost- und Zentralcelebes) hat uns zu der Annahme geführt, daß die basischen Gesteine, die im Ostarm und im Wurzelstück des Südostarmes das Felsgerüst der Insel fast allein aufbauen, zur Glimmerschieferformation, vielleicht als ihr jüngstes Glied, zu stellen sind. Der enge Verband, den die Glimmerschiefer auf dem Südostarm, ebenso auf dem Ostarm mit den basischen Gesteinen (vorwiegend Peridotiten, Hornblendeschiefern und Diabasen) zeigen, ihr petrographischer Charakter, der besonders bei den Hornblendeschiefern auf starke dynamometamorphe Umwandlung schließen läßt, bieten eine gewisse Bestätigung dieser Ansicht, die auch durch Verbeek neuerdings vertreten worden ist; nach seinen Untersuchungen auf Ambon werden die fraglichen Gesteine von paläozoischen Graniten durchbrochen, müssen also älter als letztere sein (vgl. oben S. 100, 107).

Granite spielen unter den Glimmerschiefern nur eine untergeordnete Rolle, soweit wir nicht gewisse Gneise als deformierte Granite ansehen und die zahlreichen Aplit- und magmatischen Quarzgänge dazu rechnen. Eine um so wichtigere Rolle spielt der Granit in der jüngeren Gruppe des alten Gebirges, die wir oben als Tinomboformation bezeichnet haben.

Zu dieser Gruppe gehören Quarzite, Grauwacken, phyllitische Tonschiefer mit Einlagerungen von ungeschichteten Kalken, von Diabasen und Schalsteinen. Sie sind an vielen Stellen durch Granit kontaktlich verändert worden, und wegen dieses Verhaltens, ferner wegen des petrographischen Charakters, vor allem aber wegen der Lagerung, haben wir in ihnen paläozoische Gesteine vermutet und sie dem alten, präcarbonischen Gebirgsuntergrunde der Insel zugestellt.

Es sind mehrere Züge zu unterscheiden; einer derselben schneidet das scharf gebogene Knie des Nordarmes zwischen Kasimbar und Palasa, zu diesem Zuge gehören vielleicht die Tonschiefer, die Verbeek aus dem Banggai-Archipel erwähnt, denn zwischen beiden Vorkommen werden auch auf dem Ostarm an der Todjoküste Tonschiefer genannt. Ein weiterer Zug von Schiefern, die allem Anschein nach zu den Tinomboschiefern zu stellen sind, setzt westlich des Palugrabens in der Koroschlucht ein und läßt sich nach NW vermutlich bis in die Nähe der Mandarküste verfolgen [1]). Endlich lernten wir im Kontakte des Boliohutogranites und nördlich von Tilamuta auf Nordcelebes kontaktmetamorph veränderte Gesteine kennen, die wir — eben wegen ihres Altersverhältnisses zum Granite — gleichfalls den Tinomboschichten zugestellt haben.

Uebergänge zwischen den kristallinen Schiefern und den Tinomboschichten liegen vielleicht in den stark phyllitischen Gesteinen (Kalk- und Quarzphylliten) vor, die zu beiden Seiten des Schieferzuges

1) Als Fortsetzung dieses Zuges sind vielleicht die Sedimente westlich und östlich der Badasenke (Rarawanagebirge) anzusehen, die Abendanon neuerdings selbst mit meinen Tinomboschichten in Parallele stellt (vgl. oben S. 118, Anm. 1). Jedenfalls bilden diese Sedimente wohl nicht, wie Abendanon meint, ein selbständiges Zwischenglied zwischen den kristallinen Schiefern des Ostens (Abendanons Fennemagebirge, 13, pag. 267) und dem Granitgebiet des Westens (Molengraaffgebirge daselbst); denn die Tinomboschichten des Koro-Lariangtales liegen doch auch innerhalb des westlichen Granites. Ebensowenig kann an eine Zusammengehörigkeit des Raravanasedimentzuges mit dem Schieferzuge Palasa-Kasimbar gedacht werden, zumal für ihr Vorhandensein innerhalb des Towaëliatales bis nach Saussu vorläufig der Beweis fehlt.

von Tinombo — im Süden bei Amfibabu und Toribulu, im Norden auf der Halbinsel und in der Bucht von Dondo — zum Vorschein kommen[1]).

Die größte Verbreitung besitzen indessen nicht die Tinomboschichten selbst, sondern die in ihnen auftretenden Eruptivgesteine, insbesondere die Granite. Es ist vorläufig noch nicht zu sagen, ob alle Granite innerhalb der Tinomboformation gleichaltrig sind. Indessen sprechen viele Dinge dafür; das überaus gleichmäßige petrographische Verhalten, die stets wiederkehrenden Uebergänge in Hornblendegranit-Quarzdiorit, die Ausscheidungen von basischen und aplitischen Gängen von meist gleichbleibendem petrographischen Charakter — sogar in der Goldführung — machen es wahrscheinlich, daß zum mindesten die normalen Granite von Nord- und Zentralcelebes ungefähr gleichaltrig sind und zwar nach Ablagerung der Tinomboschichten in das alte Gebirge eindrangen.

Die sämtlichen bisher genannten Gesteinsglieder, Gneise, Glimmerschiefer, Phyllite, Tinomboschichten und die mit ihnen zusammengestellten Granite sind durch einen gemeinsamen Faltungsprozeß zu einer einheitlichen Masse zusammengefaltet worden, deren Streichrichtung nahezu konstant in NW—SO-Richtung über die ganze Insel, ja bis in den benachbarten Molukkenarchipel (Banggai, Sula besi) zu verfolgen ist. Gelegentlich ist sogar der Granit (Miutal in Zentralcelebes), der vielleicht in der Gefolgschaft der großen Faltung emporgedrungen ist, unter der Nachwirkung dieses Faltungsprozesses geschiefert worden. Wir gehen danach wohl nicht fehl, wenn wir die Faltung, wie auch das Emporddringen des Granites in das Karbon verlegen, da auch die benachbarten Kontinente, Südostasien und Australien, während dieser Zeit einen allgemeinen Faltungsprozeß erlebt haben (vgl. auch Verbeek, 144, pag. 771).

Trotz der Einheitlichkeit der Faltung des alten Gebirges ist es recht wohl möglich, daß zwischen den ältesten Schichten, den kristallinen Schiefern, und der Tinomboformation eine Diskordanz liegt; vielleicht ist diese der Grund dafür, daß die Tinomboschichten zwischen Kasimbar und Palasa ein von der NW-Richtung der kristallinen Schiefer etwas abweichendes, mehr nördlich gerichtetes Streichen erkennen lassen. Es würde dies darauf schließen lassen, daß die karbonische Faltung, deren Druck nach W oder O gerichtet war, bereits ein älteres NW—SO gerichtetes Faltensystem antraf, dessen starres Gefüge die karbonische Faltung nicht unterdrücken, sondern nur in den jüngeren ungefalteten Teilen zu modifizieren vermochte.

## Die Sumalatastufe.

Zwischen dem alten, einheitlich gebauten Felsgerüste, das also nach obigem archaische und paläozoische Schichten umfaßt, und den unzweifelhaft tertiären Bildungen der Insel lernten wir in ziemlich allgemeiner Verbreitung eine recht mannigfaltig zusammengesetzte Folge von Schichten kennen, unter denen allerdings immer wieder gewisse Leitgesteine hervortraten, die zu dem Gedanken führten, in dem ganzen Komplexe eine ungefähr gleichalterige, einheitliche Bildung zu sehen. Als solche Leitgesteine können wir die roten Globigerinenmergel und Schiefertone, ebenso die häufig rot gefärbten Radiolarienhornsteine bezeichnen, denen wir an zahlreichen Orten von Nord-, Ost-, Südost-, Zentral- und

1) P. Sarasin hat neuerdings (129, pag. 242) die bereits früher (125) einmal ausgesprochene Vermutung wieder betont, daß in den kristallinen Gesteinen von Zentralcelebes vielleicht umgewandelte mesozoische Sedimente (jurassische Kalke) zu sehen seien. Irrtümlich wird dabei (a. a. O. pag. 242, Anm. 4) zitiert, daß ich die kristallinen Gesteine von Nordcelebes für vielleicht devonisch erklärt habe; jenes Zitat bezieht sich aber auf die Tinomboschichten. Gerade der Umstand, daß die wohl sicher paläozoischen Tinomboschichten normalen Sedimentcharakter besitzen, spricht meiner Ansicht entschieden gegen die Möglichkeit, in den kristallinen Schiefern von Celebes gar mesozoische Sedimente zu vermuten.

Südcelebes begegnet sind. Sie umfassen in der Hauptsache jene Bildungen, die P. und F. Sarasin in ihren Werken als Radiolarienrottone bezeichneten und als cretaceische Tiefseebildungen ansahen, da die betreffenden Schichten zwischen den tertiären Bildungen der Insel und den für jurassisch gehaltenen kristallinen Kalken des Tokalekadjo auftreten sollten.

Mit diesen Globigerinentonmergeln, Schiefertonen und Kalken sowie den Radiolarienhornsteinen sind nun, auf Nordcelebes besonders, eine Reihe von Sedimenten eng verbunden, Konglomerate (Obapikonglomerat), Grauwacken, glimmerige, flyschähnliche Sandsteine und Schiefertone mit gelegentlichen Pflanzen- und Kohlespuren, die man zunächst für ganz andersartige Bildungen zu halten geneigt ist, zumal sich mit dem Radiolarienhornstein und den Globigerinentonschiefern stets der Gedanke an Tiefseesedimente verknüpft, jene grobklastischen Bildungen von Nordcelebes indessen zweifellos eine ufernahe Flachseebildung, zum Teil sogar sicher Transgressionsbildungen darstellen. Indessen ist die Verknüpfung beider Gruppen von Gesteinen, wie wir auf Nordcelebes sahen, eine so innige, daß es mir vorerst geraten erscheint, dennoch in ihnen Bildungen ungefähr gleichen Alters zu erblicken.

In Verbindung mit den genannten Sedimenten stehen vorwiegend basische Eruptivgesteine, Breccien und Tuffe, die besonders am Nordrande der Nordhalbinsel weite Verbreitung besitzen. Aus dem Verhalten der Sedimente und der Eruptivbildungen zueinander haben wir den Schluß gezogen, daß beide ungefähr gleichalterige Bildungen darstellen; wir haben sie oben als Sumalatastufe zusammengefaßt. Als Merkmal dieser Sumalatasufe kann zunächst also gelten, daß sie jünger ist als das während des Karbon gefaltete, alte Felsgerüst; ihre Bildungen lagern stets diskordant auf dem alten Gebirge und haben den allgemeinen karbonischen Faltungsprozeß nicht mitgemacht. Die Schichten zeigen infolgedessen in den meisten Fällen oder wenigstens vielerorts flache, wenig gestörte Lagerung, und dort, wo stärkere Störung und Aufrichtung der Schichten zu beobachten ist, scheint diese Störung durch nachrägliche Bewegungen im alten Untergrunde — als eine Art Randfaltung — nicht aber durch einen allgemein wirksamen Faltungsprozeß hervorgerufen zu sein (vgl. Taf. X, Prof. IX u. S. 70).

Weiter gilt allgemein für die Schichten der Sumalatastufe, daß sie stets von tertiären Schichten überlagert werden, soweit dieselben heute noch erhalten sind, und zwar scheint dort, wo das Tertiär mit den alttertiären Kalken beginnt, keine Diskordanz zwischen den Sumalataschichten und den Tertiärkalken vorhanden zu sein.

Eine ganz ähnliche, polygene Schichtenfolge ist namentlich durch die Aufnahmen Hoozes (62, pag. 64, 128 ff.) von Südostborneo bekannt geworden. Auch dort ruht unmittelbar auf dem kristallinen Grundgebirge, das aus Quarziten, Glimmer-, Hornblende- und Chloritschiefern mit konkordanten Einlagerungen von Gabbro und Serpentinen besteht, diskordant eine Sedimentfolge von Grauwacken, Konglomeraten, Sandsteinen, roten und weißen Kalkmergeln und Schiefern endlich auch Kieselschiefern, die Hooze trotz ihrer auffälligen Verschiedenheit als eine zusammengehörige Stufe von ufernahen Flachseesedimenten ansieht. Auf Grund der Fauna (Ostreen, Nerineen, *Radiolites*, *Strombus* etc.) werden die ganzen Bildungen von Hooze, wie auch von Martin (93) zur oberen Kreide gestellt.

Die Aehnlichkeit mit der Sumalatastufe wird noch erhöht dadurch, daß auch auf Borneo die obercretaceischen Schichten eng verknüpft sind mit Diabas- und Dioritporphyriten, die den Eruptivbildungen der Sumalata-(Wubudu-)Breccien völlig gleichen (Rettgers, 112).

Ueber den Schichten der oberen Kreide ruht auch in Südostborneo scheinbar konkordant das Eocän, kohlenführende Sandsteine und Tone, darüber Nummulitenkalk.

Der petrographische Charakter der Eruptivbildungen der Sumalastufe, speziell der Wubudu-

breccie veranlaßte, wie wir sahen, schon Bücking (30) zu einem Vergleiche mit den Eruptivgesteinen von Südostborneo. Einen ähnlichen Vergleich hatte bereits vor Bücking Wichmann (158) bezüglich der Hornsteine des Possogebietes angedeutet, denn auch Hornsteine fehlen unter den ganz ähnlich zusammengesetzten obercretaceischen Bildungen Südborneos nicht. Wir kamen danach zu der Mutmaßung, in den so heterogen zusammengesetzten Bildungen der Sumalatastufe Vertreter der oberen Kreide zu sehen. Zu dem gleichen Schlusse führen uns aber nach meiner Ansicht Ueberlegungen allgemeiner Art. Wir sahen oben, daß während des Alttertiärs die Insel nahezu ganz vom Meere bedeckt war; zwar ruhen die Nummulitenkalke auf Südcelebes zunächst auf brakischen bezw. terrestrischen Bildungen des Untereocäns, im übrigen Teile der Insel folgen die alttertiären Kalke indessen unmittelbar auf die Sumalataschichten, es muß also bereits während der oberen Kreide das alte Festland großenteils vom Meere zurückerobert sein. Andererseits wissen wir, daß nach dem karbonischen Faltungsprozeß insbesondere im Westen des Archipels auf Sumatra unmittelbar das marine Oberkarbon in diskordanter Lagerung auf dem alten Faltengebirge abgelagert ist. Auch in den Molukken und im östlichen Sundaarchipel kennen wir heute an zahlreichen Stellen Meeressedimente vom Perm aufwärts bis zur unteren Kreide mit einer zum Teil reichen marinen Fauna der Mediterranprovinz. Sollten also unter den Gesteinen der Sumalatastufe Vertreter des Mesozoicums der Molukken vorhanden sein, so dürften wir auch die dort bekannten Faunen in den Sumalataschichten erwarten; von ihnen fehlen aber bis heute alle Spuren. Zwar sind gewisse Radiolariengesteine von Ostcelebes von Verbeek zur Trias gestellt, Kalke daselbst von Wanner bedingt zum Jura (Toelikalk). Ich habe indessen oben (S. 111 ff.) darzulegen gesucht, daß die fraglichen Bildungen des Ostarmes — solange ihr triassisches bzw. jurassisches Alter nicht durch Fossilfunde erwiesen wird — mit dem gleichen Rechte zur oberen Kreide gestellt werden können, zumal auch Verbeek diese Möglichkeit betont hat (144, pag. 212).

Mir scheint danach vorläufig kein Grund vorzuliegen, in den Radiolariengesteinen von Celebes eine gesonderte triassische Bildung zu sehen, zumal wir in Südborneo dieselben Gesteine in einem gleichen Gesteinsverbande wie auf Nordcelebes wiederfinden, und dort ist ihr obercretaceisches Alter einigermaßen sichergestellt. Das alte karbonische Faltengebirge von Celebes, das wäre die Schlußfolgerung aus dieser Annahme, hat vom Oberkarbon an keine Meeresbedeckung bis zur oberen Kreide erlebt, während der Westen des Archipels bereits zur Oberkarbonzeit vom Meere wieder erobert wurde, der Süden und Osten vorwiegend während des Mesozoicums.

Es sei indessen darauf hingewiesen, daß Bücking in seiner späteren Arbeit, veranlaßt durch Koperberg, von dem ursprünglichen Vergleiche der Wubudugesteine mit den Gesteinen von Südborneo wieder zurückgekommen ist. Koperberg stellte, wie wir sahen, 1900 die Breccien von Sumalata zu den altmiocänen Breccien Javas, nachdem Fennema die Breccienstufe Javas in den älteren Andesitbreccien der Minahassa wiedererkannt hatte; die mit den Sumalatabreccien wechsellagernden Globigerinentuffe und Mergel mußten demnach auch miocän sein und die eng mit diesen Gesteinen von Sumalata verknüpften Obapisedimente sollten nach Koperbergs Ansicht ebenfalls nicht älter als tertiär sein. Hiervon ausgehend, kommt Bücking (34, pag. 82 ff.) zu dem Schlusse, daß die Breccien der Sumalatastufe wegen ihres frischen Aussehens wohl zu den tertiären Andesiten gehören könnten. In der weiterhin gegebenen Zusammenstellung der bis dahin von Celebes bekannt gewordenen Gesteine führt er dann — wenn auch bedingt — die früher für cretaceisch angesprochenen globigerinenführenden Gesteine von Kap Flesko, vom Ongkag, Sumalata, Bolontio etc. mit anderen inzwischen bekannt

gewordenen Globigerinenmergeln und Tonen als miocän auf (pag. 181 ff.), während die Radiolarienhornsteine von Sarasins mit den roten Schiefern des Sadanggebietes und anderen als Ablagerungen unbestimmten Alters (zum Teil wohl cretaceisch und tertiär) bezeichnet werden (pag. 166 ff.) Indessen bietet, wie wir weiterhin sehen werden, auch diese neue Auffassung Bückings besonders bezüglich der Sumalatabreccien Schwierigkeiten.

Die Transgression der Sumalataschichten ist nach allen Anzeichen, die wir auf der Insel besitzen, wenigstens auf dem Nord-, Ost- und Südarm, eine ziemlich allgemeine gewesen[1]; die ältesten Bildungen, Konglomerate und grauwackenähnliche Sandsteine, die z. B. bei Bolontio fast ausschließlich Material des benachbarten kristallinen Boliohutogebirges enthalten, dürften aus der Zerstörung des allmählich vom Meere eroberten alten Faltengebirges hervorgegangen sein, das damals schon zu einem flachen Rumpfe, einer Peneplaine, abgetragen war. Aehnlichen Transgressionskonglomeraten, mit überwiegendem Material des alten, kristallinen Grundgebirges, begegneten wir auch an zahlreichen anderen Stellen von Celebes. Hierher gehören offenbar die in der südlichen Minahassa, namentlich auf den Inseln bei Belang und Totok, weitverbreiteten Hogoikonglomerate (vgl. S. 75), ferner die aus Granitmaterial bestehenden Sandsteine im Liegenden des Toëlikalkes von Ostcelebes (S. 113), endlich die von Bücking im Hinterland von Pangkadjene entdeckten Grundkonglomerate (vgl. auch Bücking, 34, pag. 167 ff. u. 175 Anm. 1). Allen diesen und auch noch manchen anderen, von Bücking a. a. O. aufgeführten Konglomeraten ist gemein, daß sie, soweit ersichtlich, unmittelbar dem präcarbonischen Grundgebirge aufruhen, andererseits stets in enger Verbindung mit den charakteristischen Gesteinen der Sumalatastufe (Globigerinenschiefer und Radiolarienhornsteine) erscheinen. Ob das Versinken des Landes und die Transgression des Meeres von Einbrüchen begleitet gewesen ist, und ob die cretaceischen Eruptivgesteine, deren Breccien wohl in der Hauptsache submarin gebildet wurden, in der Gefolgschaft dieser Einbrüche emporgedrungen sind, läßt sich heute nicht übersehen.

Eine unsichere Stellung unter den Eruptivgesteinen der Insel nehmen gewisse Orthoklasgesteine ein, zu denen in erster Linie die hornblendereichen Granitporphyre des Tinombogebirges gehören. Da diese Granitporphyre dort innerhalb der Sedimente der Tinomboformation aufsetzen, liegt zunächst der Gedanke nahe, sie als besondere Variationen bzw. Spaltungsprodukte des karbonischen Granites anzusehen. Indessen wurde schon oben bei der Beschreibung dieser Gesteine darauf hingewiesen, daß sie bei Palasa und Tinombo gelegentlich einen vom Granit stark abweichenden, jugendlichen Gesteinscharakter zeigen und namentlich in den Uebergängen zu den quarzfreien Orthophyren (oder Syenitporphyren) eher den Eindruck von trachytischen Gesteinen als von alten Tiefengesteinen machen. Bücking hat (34, pag. 114, 115) mehrere Gesteine beschrieben, Syenitporphyr, mit Globigerinenkalk zusammen vorkommend am Taludujuno südlich von Pane (Nordcelebes), ferner diesem Gesteine sehr ähnliche Trachyte und Quarztrachyte vom Stroomenkap (a. a. O. pag. 57); diese Gesteine besitzen ihrer Zusammensetzung und ihrem Habitus nach große Aehnlichkeit mit gewissen Syenit- und Orthoklasporphyren des Tinombogebirges. Weiter vergleicht Bücking a. a. O. die genannten Gesteine mit den ihm von Sarasins zur Verfügung gestellten Gesteinen von Kwandang, die jene als quarzfreie bzw. quarz-

1) Meine früheren Ausführungen (18, pag. 200, 201), daß die zwischen Asien und Australien während des Mesozoicums vermutete Kontinentalmasse erst im Mitteltertiär einzubrechen begann, bedürfen gleichwohl keiner Berichtigung, wie es P. Sarasin (129, pag. 236) meint; denn ich habe schon damals betont, daß die Transgressionen des Mesozoicums vereinzelt über den Kontinentalsockel übergetreten sind, und gerade die Natur der Sumalataschichten bildet einen deutlichen Beweis für die Existenz dieses Kontinentalsockels noch während der oberen Kreide.

führende Porphyrite bezeichnet hatten (vgl. oben S. 58). Dieselben sind nach ihm keine Porphyrite, sondern, wie die Vorkommen von Pane und vom Stroomenkap, Orthophyre. Nun stammen aber, wie wir sahen, die Sarasinschen Proben zweifellos aus der Wubudubreccie (auch Bücking vermutet dies pag. 163), und das legt den Gedanken nahe, daß die Granitporphyre und Syenitporphyre von Tinombo cretaceisches Alter besitzen, die Tiefen- bzw. Ganggesteine eines Teiles jener Eruptivbreccien darstellen, die wir in der Wubudubreccie von Sumalata kennen lernten.

In diesem Zusammenhang verdient vielleicht auch die Beobachtung von Hundeshagen (Suess, 139, Bd. 3, Teil 1, pag. 246) Erwähnung, daß in der Bucht von Dondo rote und grüne Schiefer (vermutlich die bei Tinombo verbreiteten roten Globigerinenschiefer) von Granit durchbrochen werden (vgl. oben S. 43). Da ich indessen die Granitporphyre des Tinombogebirges nicht in Kontakt mit den cretaceischen Schichten daselbst beobachtet habe, muß ich die Frage offen lassen, ob die hornblendereichen Granit- und Syenitporphyre von Nordcelebes, die, wie es nach den neueren Beschreibungen Abendanons (6, pag. 979 ff. 13, pag. 269) den Anschein hat, auch in Centralcelebes in der Umgebung von Bada und Leboni große Verbreitung besitzen, vielleicht von den carbonischen echten Graniten bzw. Granititen als eine jüngere, cretaceische Gesteinsgruppe abzutrennen sind [1]).

## Das Alttertiär.

Das Alttertiär beginnt in Südcelebes mit kohlenführenden Schichten, also brakischen bzw. limnischen Ablagerungen. Waren die Schichten der Sumalatastufe, die wir im Pangkadjenegebirge kennen lernten, namentlich die Konglomerate, Bildungen einer Flachsee, so muß während des Untereocäns zeitweilig wieder eine Erhebung des Landes über das Meeresniveau stattgefunden haben. Das kohlenführende Eocän ist in Celebes auf den Südwesten beschränkt, wir vermuteten es auch in den kohlenführenden Sandsteinen des Sadanggebietes (Banti etc.). Im Norden und Osten der Insel fehlt es indessen, soweit bekannt, desgleichen in den ganzen Molukken, wie Verbeek schon nachgewiesen hat (144, pag. 754, 805); dagegen besitzt es große Verbreitung im Westen des Archipels, insbesondere in Südborneo, auf Java und endlich auf Sumatra. Diese Verbreitung läßt eine Landmasse vermuten, die die drei westlichen großen Sundainseln, die auch heute einen durch wenig tiefes Meer getrennten Festlandsockel bilden, noch während des Untereocäns mit Celebes verband.

Im übrigen Teile von Celebes und in den Molukken folgen auf die Kreideschichten unmittelbar die Foraminiferenkalke des älteren Tertiärs, die indessen auch noch zweifellos Bildungen eines wenig tiefen Meeres darstellen und durch ihre Verbreitung darauf deuten, daß die großen Meerestiefen, die heute die Inselgruppen des Archipels voneinander scheiden, damals noch nicht bestanden haben (Verbeek, 144, pag. 806). Nicht überall setzt das Tertiär mit Nummulitenkalken ein, vielmehr fanden wir z. B. auf Nordcelebes unmittelbar auf der älteren Unterlage die jüngeren Lepidocyclinenkalke, also Vertreter des Oligocäns bzw. des Altmiocäns. Es müssen also unter diesen Kalken noch Aequivalente des Eocäns ruhen, da nicht anzunehmen ist, daß zwischen den Sedimenten der oberen Kreide und dem Tertiär eine Unterbrechung der Sedimentation eingetreten ist; vielleicht sind die hier vermuteten eocänen Bildungen unter den genannten Sedimenten der oberen Kreide mit verborgen.

Wir haben aus stratigraphischen Gründen die Kalkstufe des älteren Tertiärs zusammengefaßt,

1) Ich will hier nicht unerwähnt lassen, daß mein ungarischer Kollege, Herr Rozlozsnik, der zufällig meine Gesteine von Tinombo zu Gesicht bekam, erstaunt war über ihre Aehnlichkeit mit den cretaceischen Banatiten Ungarns; es scheint hierin vielleicht mehr als eine rein äußerliche Analogie zu liegen.

obwohl sie vermutlich noch in das Miocän hineinreicht und — nach den Einschlüssen von Eruptivmaterial östlich von Pangkadjene zu urteilen — Zeuge der mit dem Miocän beginnenden Andesiteruptionen gewesen ist. Der Hauptteil der Kalke ist aber jedenfalls älter als die miocäne Andesitstufe.

### Eruptivstufen des Tertiärs und Quartärs.

In der Minahassa, wie auch im übrigen Nordcelebes, lernten wir eine weitverbreitete, vorwiegend aus Hornblende- und Glimmerandesit bestehende Konglomeratstufe kennen, die zuerst Fennema, dann nach ihm Koperberg der altmiocänen Breccienstufe Javas gleichstellte. Sie bildet vermutlich überall den Untergrund der jungvulkanischen Aufschüttungen der Minahassa, tritt an ihrem Südwestrande in großer Verbreitung zutage und ruht, wie die Küstenprofile zwischen der Minahassa und Bolang Mongondow zeigten, der durch die alttertiären Kalke, die Sumalatasedimente und -breccien gebildeten älteren Unterlage auf. Weiterhin finden wir ganz ähnliche Hornblendeandesit-Breccien und -Konglomerate, unmittelbar auf Granit aufruhend, längs des ganzen Gorontaloküstengebirges; auch die Dazitunterlage des Bolanoeruptivgebietes dürfte dieser miocänen Breccienstufe zuzurechnen sein. Ebenso haben wir die vielerorts in Nordcelebes bekannt gewordenen, meist gangförmig auftretenden Hornblendeandesite, Trachyte, Dazite und Liparite, die sich schon durch die enge genetische Verknüpfung mit Erzgängen der jungen Goldgruppe als eine einheitliche Eruptivstufe charakterisieren, mit der altmiocänen Breccienstufe vereinigt (vgl. auch Bücking, 34, pag. 109ff. u. 191 ff.).

Bücking ist, wie wir sahen, neuerdings, nach dem Vorgange von Fennema und Koperberg, geneigt, die Sumalatabreccien der altmiocänen Breccienstufe Javas (M 1) gleichzustellen, hält nun aber umgekehrt eine Vereinigung der Minahassakonglomerate — auf die Fennemas Parallelisierung ursprünglich sich allein bezog — für nicht angängig; die Minahassakonglomerate, von ihm als Karoakonglomerate[1]) bezeichnet, sollen vielmehr erheblich jünger als die Sumalatabreccien sein, da sie einen viel frischeren und jugendlichere Habitus als jene tragen. Wir können wohl auch hierin einen Grund erblicken, die Sumalatabreccien zunächst dort zu lassen, wohin sie Bücking selbst ursprünglich gestellt hatte, nämlich in der oberen Kreide.

Auf die Andesitkonglomeratstufe folgen in der Minahassa jungvulkanische Produkte, die im wesentlichen zum Aufbau der heutigen Vulkane der Minahassa und der anschließenden Vulkane der Sangi-Inseln beigetragen haben. Nach Verbeek (144, pag. 795) begann die erste Anlage der Vulkanriesen des Archipels mit dem Pliocän; wir werden sehen, daß mit dem Pliocän eine allgemeine Hebung der heutigen Insel begonnen hat, und es liegt nahe, die mit dem Pliocän beginnende Auftürmung der heutigen Vulkane mit dieser Erhebung des Landes über die Meeresoberfläche in Verbindung zu bringen, denn erst nach dieser Befreiung von der Meeresbedeckung konnten sich die bis dahin vorwiegend submarin gebildeten vulkanischen Produkte (Andesitkonglomerate) zu eigentlichen Vulkanbergen auftürmen. Die Hauptmasse der vulkanischen Aufschüttungen fällt indessen nach Verbeek in das Quartär; hierher würden also die mächtigen Bimssteintuffe des Tondanoplateaus und die jüngsten vulkanischen Auswurfmassen gehören, Schlackenagglomerate, Aschen und gelegentliche Lavaströme. Diese quartären vulkanischen Produkte bestehen in der Minahassa fast ausschließlich aus Augitandesit, der durch zunehmenden Olivingehalt und Zurücktreten der porphyrischen Struktur sich dem Feldspatbasalt nähert. Auf Una Una und in den Umgebungen vor Bolano scheint Hornblende- und Glimmerandesit (zum Teil sogar Trachyt) auch unter den rezenten vulkanischen Produkten noch eine Rolle zu spielen.

1) Nach dem Orte Karoa am oberen Ranoiapo (Minahassa).

In großer Verbreitung finden wir tertiäre und jüngere Eruptivgesteine in Südcelebes wieder. In den mächtigen Konglomerat- und Tuffablagerungen (Andesit, Dacit und Trachyt) wahrscheinlich submariner Bildung, die das westliche Sadanggebiet einnehmen und die durch ihren plateauförmigen Charakter eine relativ jugendliche Erhebung über den Meeresspiegel vermuten lassen, glaubten wir die miocänen Breccien der Minahassa wiederzuerkennen. Die Konglomeratstufe ruht im N unmittelbar dem Granit auf[1]); sie läßt sich im Quertal des unteren Sadang in breitem Zuge über das Pariagebirge durch die Landschaft Tanette und das Hinterland von Makassar vermutlich bis an die Südküste verfolgen und nimmt auf dieser ganzen Strecke einen wesentlichen Anteil an dem Aufbau des Gebirgskammes längs der Westküste des Südarmes. Sicher ist die altmiocäne Andesitkonglomeratstufe nach den Untersuchungen Verbeeks auf Saleyer vertreten, und wir dürfen sie daher wohl nach den Beobachtungen von Wichmann und Sarasins auch im Untergrund des Bantaëngmassivs sowie an der Ostküste bei Balangnipa, vielleicht auch im Kalamisustocke vermuten.

Neben der miocänen Andesitstufe haben wir auf Südcelebes noch zwei weitere Eruptivstufen kennen gelernt, einmal die wohl vorwiegend quartären Aufschüttungsmassen des Piks von Bantaëng und seiner zahlreichen, noch deutliche Kraterformen aufweisenden Parasiten, ferner des Bowonglangi, sodann die Gruppe der Leucit- und Nephelingesteine; letztere finden sich längs der Westküste des Südarmes in der Umgebung von Makassar, sowie bei Bungi in der Mandarbucht als flache, westlich fallende pliocäne Tuffe abgelagert, vor allem aber bauen sie das Massiv des Piks von Maros auf, ferner die kleinen Phonolithkuppen westlich des Sidenrengsees. Große Verbreitung besitzen diese Gesteine weiterhin längs der ganzen Mandarküste und endlich findet sich ein bisher vereinzelt gebliebenes Vorkommen südlich des Matinanggebirges auf Nordcelebes. In Nordcelebes ist die Lagerung nicht näher bekannt, sodaß hier bestimmte Rückschlüsse auf das Alter dieser Eruptivgruppe nicht gezogen werden können, anders indessen in Südcelebes und an der Mandarküste. Zwar gehen hier die Altersdeutungen recht weit auseinander, wie schon ein Blick auf die von Wichmann (154, pag. 323. f. 6; Bücking, 34, t. 7 f. 3 und Verbeek, 144, Beil. 2, f. 45) gegebenen Profile durch den Südarm bei Makassar erkennen läßt. Verbeek hat noch a. a. O. jüngst die Ansicht ausgesprochen, daß die Leucit-Nephelingesteine der ältesten tertiären Eruptionsphase, gleich nach Ablagerung des Alttertiärs, angehörten (pag. 756, 795), weil sie die nach dem Eocän eingebrochene Straße von Makassar begleiten; ihnen sollten dann noch während des Miocäns die Hornblende- und Glimmerandesitkonglomerate gefolgt sein und später die pliocänen und quartären, basaltischen Eruptionsprodukte.

Dieser Annahme widersprechen aber, wie es scheint, eine Reihe von Gründen. Durch die obenerwähnten Fossilfunde im Kuristein ist der Nachweis erbracht, daß die Leucittuffe ungefähr pliocänes Alter besitzen; auch Verbeek bezeichnet sie als Pliocän bzw. Quartär, muß demnach also annehmen, daß die Leucittuffe nichts zu tun haben mit den großen Eruptionszentren des Innern, vor allem dem Pik von Maros. Wahrscheinlicher ist es doch aber, daß beide einer gemeinsamen Phase angehören, daß die Tuffe die submarin abgelagerten Aschen der Vulkankegel darstellen, und mit dieser Annahme harmoniert auch, wie wir sahen, durchaus die Lagerung der Leucitgesteine zu der Breccienstufe; der Pik von Maros stellt einen noch wenig zerstörten Vulkankegel dar, der die ihn im Norden umlagernden

1) Herr Abendanon teilte mir kürzlich gelegentlich einer Unterredung freundlichst mit, daß er die Tuffe des Sadanggebietes für vortertiär halte, weil sie unter den Eocänkalken nach Osten plötzlich auskeilen (vgl. oben S. 123 u. 125). Jedenfalls muß aber die mitteltertiäre Eruptivstufe auch vertreten sein, da nach Sarasins die Kalke des Sadanggebietes verschiedentlich von den Eruptivgesteinen durchbrochen werden.

Breccien weit überragt; in ähnlich scharfem Gegensatz stehen die Phonolithkuppen von Masepe mit ihrer an junge Vulkane erinnernden Form zu den zerzackten und weitgradig erodierten Andesiten des Pariagebirges. Diese Tatsachen machen es zum mindesten wahrscheinlich, daß die Leucit-Nephelingesteine des Gebirges wie die Tuffe der Küstenzone gleichzeitige, und zwar pliocäne Bildungen darstellen, deren Eruption mithin zwischen die miocäne Andesitkonglomeratstufe und die vorwiegend quartäre, aus basaltischem — oder, wie Bücking sagt, aus augitandesitischem (pag. 147, 203) — Material bestehende Eruptivphase fällt. Wollten wir Verbeeks Auffassung folgen, so müßte der Kuristein während des Pliocäns aus der Zerstörung der älteren Leucit-Nephelingesteine des Innern gebildet sein; in diesem Falle müßte er aber neben den Leucittuffen auch Gerölle der übrigen älteren Gesteine, vor allem von Maroskalk, in größerer Menge führen.

## Das Neogen und Quartär.

Die Massenkalkentwicklung des älteren Tertiärs scheint mit der miocänen Breccienstufe ihr Ende erreicht zu haben; während der Kalk noch nahezu allgemeine Verbreitung auf der ganzen Insel besessen zu haben scheint — wir fanden ihn über den ganzen Südarm und Ostarm, an vielen Stellen des Nordarmes und sogar weit nach Zentralcelebes hinein in der Possosenke, vermuteten ihn ferner auf der Höhe des Kamusolangi, im Matannagraben, auf der Höhe des Ussugebirges und östlich der Tomatasenke —, macht sich während des Jungtertiärs ein auffälliger Rückzug des Meeres bemerkbar. Die neogenen Ablagerungen bestehen vorwiegend aus klastischen Sedimenten, Konglomeraten, Sandsteinen, Mergeln und Tonen, die ihrer Natur nach auf einen nahen Bezug des Gesteinsmateriales schließen lassen; schon hieraus können wir also folgern, daß sich aus dem untiefen Meere des Alttertiärs einzelne Teile der Insel erhoben haben, die unter der Einwirkung der an ihnen einsetzenden Erosion das Material für die neogenen Sedimente lieferten. Das Material besteht infolgedessen vorwiegend aus den Bestandteilen der kristallinen Schiefer, des Granites, daneben auch aus Andesit und Geröllen des alttertiären Kalkes sowie lokal aus Radiolarienhornstein.

Daß diese neogenen Sedimente nun tatsächlich einer Meeresregression, nicht wie die ihnen in der Zusammensetzung manchmal ähnlichen Sumalatagesteine einer Transgression, ihre Entstehung verdanken, das lehrt mit aller Deutlichkeit ihre Verbreitung auf der Insel. Wir finden sie beschränkt auf die Küstenzonen und auf gewisse, damals bereits angelegte, die Nordinsel, Zentralcelebes (in der Possosenke und dem Palugraben) und Südcelebes durchziehende Tiefenzonen. Besonders tritt dies auffällige Verhalten auf dem Ostarm hervor, wo die alttertiären Kalke eine höchste, plateauartig das alte Gebirge überdeckende Terrassenstufe bilden, während das Neogen in erheblich tieferer Lage den ganzen Ostarm umsäumt, also dem Alttertiär angelagert ist; hier läßt sich zudem vermuten, daß die genannte Regression gleich nach dem Eocän eingesetzt hat, da auch das Oligocän daselbst einen Rückzug des Meeres, eine Heraushebung der Inselachse nach dem Eocän wahrscheinlich macht. Auf eine fortschreitende Regression des Meeres während des Neogens deutet ferner der Umstand, daß die Flachsee- bzw. Strandbildungen nach oben vielerorts in limnische Ablagerungen mit Braunkohlen übergehen.

Welche Phasen können wir nun bei dieser Regression verfolgen? Wir fanden die alttertiären Kalke fast durchweg auf Bildungen der Sumalatastufe — also oberer Kreide — auflagern und wir dürfen eine solche Auflagerung voraussetzen für den ganzen Südarm und das Sandanggebiet, desgleichen für den Ost- und Nordarm, selbst für große Teile von Zentralcelebes (Possosenke), während im Innern (am Kamusolangi und im Matannagebiet) der Kalk unmittelbar dem Grundgebirge aufzuliegen scheint.

Anders die jüngeren Bildungen; auf Nordcelebes fanden wir die Andesitkonglomerate des Miocäns auf weite Erstreckung unmittelbar dem Granit aufruhend, von Maligagu östlich des Bonegebirges bis in die Gegend von Bolano; ganz ähnlich ruhen die Konglomerate des Sadanggebietes dem Granit von Zentralcelebes auf, nur an wenigen Stellen scheinen zwischen beiden Sumalataschichten sich einzustellen. Diese auffällige Erscheinung brachte uns bereits oben bei der Betrachtung des Sadanggebietes zu der Auffassung, daß nach Ablagerung des älteren Tertiärs von Kalosi mit seiner regelmäßigen cretaceischen Unterlage ein mächtiger, der Längsachse des Südarmes folgender Einbruch das Alttertiär des Ostens von dem Granitgebirge des Westens trennte; letzteres, horstartig aufragend, wurde durch die einsetzende Erosion seiner sedimentären Hülle bis auf wenige Reste beraubt und von den vorwiegend submarin abgesetzten Andesitkonglomeraten überdeckt; als eine Art Küstenbildung lagerten sich zwischen dem Granitfestland und den submarinen Andesitkonglomeraten die Zerstörungsprodukte des Granites in Gestalt von Konglomeraten und Sandsteinen ab, die dann längs beckenartigen Einbrüchen einsanken und uns noch heute zum Teil im oberen Sadanggebiet erhalten sind.

Zu ähnlichen Vorstellungen kommen wir bezüglich Nordcelebes. Auch hier müssen tektonische Vorgänge vor der Ablagerung der miocänen Breccienstufe eingesetzt haben, die horstartig aufragenden Grundgebirgskämme wurden ihrer sedimentären — hier vor allem aus Sumalataschichten bestehenden — Hülle beraubt, und die gleichfalls wohl in der Hauptsache submarin gebildeten Andesitkonglomerate kamen unmittelbar auf dem Granit zur Ablagerung.

Zwei wichtige Schlüsse können wir aus dem Gesagten ziehen; erstens, daß die tektonischen Vorgänge, die zur Auflösung des alten Felsgerüstes führten, nach dem Alttertiär (vielleicht schon während des Oligocäns) eingesetzt haben, und vor der Bildung der miocänen Andesitstufe, daß diese Auflösung zugleich verbunden gewesen sein muß mit einem Rückzuge des Meeres von den in der Richtung der Inselachsen damals schon angelegten Horsten. Weiter aber dürfen wir folgern, daß die beiden tektonischen Richtungen, von denen der Bau der Insel heute beherrscht ist, einer ungefähr NS-Richtung mit Abweichungen nach NNO—SSW, einer OW-Richtung mit Abweichungen nach OSO—WNW, bereits und ungefähr gleichzeitig im Miocän angelegt waren. Die auffällige Abhängigkeit der miocänen Andesitkonglomerate von den beiden damals angelegten Einbruchszonen (besonders längs der Pinogo-Limbotto-Pagujamadepression, längs des Palugrabens und längs der Tempe-Walannaësenke) legen es nahe, die Andesiteruptionen des Miocäns mit diesen ersten tektonischen Vorgängen in Verbindung zu bringen.

Die weitere Entwicklung der Insel vollzog sich nun in den von den ersten Einbrüchen bzw. Horstschollen vorgeschriebenen Linien. Bereits die neogenen Sedimente, insbesondere die jüngeren derselben, das Pliocän, und noch mehr das Quartär, zeigen diese Abhängigkeit. Das Neogen ist auf der Nordhalbinsel, abgesehen von den Küstenzonen, auf die tiefe Limbottodepression mit ihrer Fortsetzung nach Osten, der Pinogo- und Dumogasenke, vielleicht auch nach Westen (Pagujama-Randangandepression), beschränkt, in Zentralcelebes folgt es dem Grabental von Palu und der Possosenke, auf Südostcelebes dürfen wir es — abgesehen von den Küstenzonen — wohl im Untergrunde der ganzen Kunawe- und Lasolosenke vermuten; die größte Verbreitung hat es auf der Südhalbinsel, und hier scheint auch während des Neogens noch eine ziemlich allgemeine Meeresverbreitung geherrscht zu haben, während

sich im übrigen Teile der Insel bereits ein deutliches Rückschreiten des Meeres von den Haupthorsten vollzog.

### Die jungen Korallenkalke.

Dort, wo jene Horste in steilem Abbruche zum Meere abfielen, wo größere Zuflüsse und damit starke Zufuhr von Schuttmaterial ins Meer fehlten, begann eine junge, vorwiegend aus Korallen und Kalkalgen bestehende Rifffacies sich zu entwickeln, und diese Rifffacies, die in ihren ersten Anfängen sicher wohl noch in das Pliocän hineinreicht, also einem Teile der neogenen klastischen Sedimente gleichaltrig sein dürfte, läßt uns deutlich verfolgen, wie die weitere Entwicklung der Insel vom jüngsten Tertiär ab verlaufen ist. An zahlreichen Stellen der Insel fanden wir die terrassenförmig übereinander folgenden jungen Korallenkalke; sie umsäumen in schmalen Bändern die Steilküsten und steigen oft von beträchtlichen Meereshöhen — auf Ostcelebes von 470 m Höhe — in zahlreichen Stufen bis zum Meere hinab, einen gleichmäßigen Uebergang zwischen den höchsten — also ältesten, wahrscheinlich pliocänen — und den jüngsten, noch heute unter dem Meeresniveau lebenden Korallenkolonien vermittelnd.

Solche terrassenförmigen Karangs finden sich auch auf den Molukkeninseln in großer Verbreitung; eine schöne Vorstellung von ihrem Bau geben die von Verbeek aufgenommenen Karten von Ambon (143). Verbeek hat nun bereits auf die wichtige Tatsache hingewiesen (144, pag. 817), daß die Karangs in den Molukken, ebenso wie in den Antillen, sich nur dort in hochansteigenden Terrassen finden, wo Inseln von tiefen Meeren umgeben werden, nicht aber auf jenen Inseln des Archipels, die, nur durch flache Meereszonen getrennt, einem gemeinsamen, großen unterirdischen Sockel angehören, wie Java, Sumatra, Borneo mit Ostasien, Neuguinea mit Australien verwachsen sind.

Einen wichtigen Beitrag zur Frage der Korallenbildungen, insbesondere der rezenten, noch dem Meere angehörigen Riffe, hat neuerdings Niermeyer (107) in einer interessanten Studie über die Atolle und Barrièreriffe des Indischen Archipels gegeben, die sich namentlich auf die vortrefflichen neueren Seekarten der niederländischen Regierung (Straße von Makassar, nahezu ganz Celebes, östliche Sundainseln etc.) stützt. Das überraschende Ergebnis dieser Untersuchung ist, daß, was bisher nur gelegentlich vermutet war, auch dem Ostindischen Archipel echte Wallriffe und Atollformen nicht fehlen. Die Verbreitung beider Rifformen, speziell in der Umgebung von Celebes, ist aus dem Uebersichtskärtchen (107, 1911, t. 14) ersichtlich. Es zeigt sich, daß nahezu überall, wo die Küsten von breiten und untiefen, untermeerischen Sockeln begleitet werden, den Außenrändern dieser Sockel, dort, wo der Steilabfall zur ozeanischen Tiefe beginnt, echte Wallriffe in allen Stadien der Entwicklung — meist aber nicht, oder nur in einzelnen Teilen, über das Meeresniveau sich erhebend — aufruhen, die zwischen sich und der Küste eine der Breite des Sockels entsprechende lagunenartige Flachsee einschließen. Auch in letzterer finden sich Korallenriffe, wie ich speziell in der Tominiküste westlich von Mauton mehrfach beobachten konnte, sie treten aber nur sporadisch und meist in der Form von Flachriffen auf.

Barrièreriffe stellte Niermeyer (vgl. Karte a. a. O.) auf Celebes fest im Golf von Tomini, zwischen Tilamuta und Tomini, an der Nordküste des Nordarmes von Paleleh bis in die Gegend von Bolang Mongondow, am Westrande des Spermondearchipels, im Golf von Bone, längs der Bucht von Tomaiki etc. Dort aber, wo die untermeerischen Sockel der Küste fehlen, wo der Inselrand rasch zu großen Tiefen abstürzt, fehlen die Barrièreriffe, dort sind die Küsten begleitet von Strandriffen. Vergleicht man nun die Verteilung der Barrièreriffe und Strandriffe längs der Küste von Celebes mit der Verteilung der gehobenen Karangs auf den Horstschollen der Insel (Taf. XI), so zeigt sich trotz des

heute noch recht unvollständigen Bildes, das die geologische Karte zu bieten vermag, doch schon mit auffälliger Deutlichkeit: überall, wo Strandriffe die Küste begleiten, liegen die Horstschollen an der Küste und treffen wir als Zeugen früherer Strandriffe die gehobenen Karangs (Mandarküste, Dongala, Küste von Bwool, nordwestliche Minahassa, Küste östlich von Gorontalo, Pik von Tomini, Straße von Peling, Buton etc.); wo aber Barrièreriffe die Küsten begleiten, fehlen die gehobenen Karangs, es sind die Zonen der Grabenschollen, in denen keine aktive Hebung der Inselhorste, wohl aber vermutlich allmähliche Senkungen vor sich gegangen sind.

Niermeyer glaubte anfangs (1911. pag. 893) aus der Form der Barrièreriffe, ihrem oft unentwickelten Stadium, in dem sie nur aus Reihen und Ketten isolierter kleiner Riffe am Außenrande des Sockels auftreten, einen Beweis gegen die Darwinsche Theorie zu sehen, daß die Barrièreriffe aus Strandriffen — durch Senkung des Sockels — enstanden seien. Indessen, die Rifformen im Golf von Tomini geben der Darwinschen Ansicht entschieden recht. Wenn auch echte Strandriffe an der flachen Küste westlich von Mauton heute nur vereinzelt zu finden sind, jedenfalls ist die Lagune mit sporadischen Flachriffen erfüllt, die den Uebergang zum Wallriff vermitteln; das Wallriff wächst infolge der günstigeren Lebensbedingungen für die Korallen am Rande gegen die Tiefsee rasch empor, die in der mehr und mehr sich abschließenden Lagune gelegenen Flach- und Küstenriffe dagegen bleiben in ihrer Entwicklung zurück. Das Entwicklungsstadium aber, das uns ein Wallriff jeweils zeigt, ist nur ein relatives; geht das Wachstum des Riffes schneller vor sich, als die Senkung des Sockels am Rande gegen die Tiefsee, so werden wir ausgebildete, geschlossene Wallrifformen finden; kann umgekehrt das Wachstum dem Senkungsprozeß nicht folgen, so erhalten wir unentwickelte Formen, in denen das Wallriff nur aus einer Reihe rascher emporgewachsener, isolierter Riffinseln besteht, die einem gemeinsamen Sockel aufruhen. In beiden Fällen kann aber das Wallriff recht wohl aus einem Strand- oder Flachriff hervorgegangen sein. Vorbedingung für seine Bildung ist, wie auch Niermeyer später (1912. pag. 635) nochmals hervorhebt, die Existenz eines flachen, untermeerischen Sockels mit einem Steilabfall zur Tiefsee und die allmähliche Senkung dieses Sockels, wie sie seit einiger Zeit auch für das berühmte australische Barrièreriff wahrscheinlich gemacht ist.

Wichmann ist (164) den Ausführungen Niermeyers mit der Ansicht entgegengetreten, daß der Archipel sich im allgemeinen als Hebungsgebiet zu erkennen gibt, in dem Rifformen wie Atolle und Barrièreriffe — die ja generell eine Senkung des Untergrundes bzw. eine positive Bewegung der Meeresoberfläche voraussetzen — nicht zu erwarten sind. Es wäre wohl umgekehrt richtiger gewesen, auf Grund der Tatsache, daß zweifellos Barrièreriffe und atollähnliche Rifformen im Archipel existieren, eine Revision der als sicher hingestellten allgemeinen Hebung des Archipels vorzunehmen, und Niermeyer hat sich denn auch gegen die Art dieser Beweisführung mit Recht verwahrt (1912, pag. 627). Ich glaube, unsere Kenntnis von den Bewegungsvorgängen auf der Insel Celebes reicht bereits heute aus, um zu sagen, daß Hebungsvorgänge nur auf bestimmte Horstschollen beschränkt sind, während die dazwischen liegenden Schollenteile keinerlei jugendliche Hebungsvorgänge erkennen lassen; hier können sich im Gegenteil recht wohl periodische Senkungen vollziehen, wenngleich die Haupteinbrüche seit der Tertiärzeit sich vorwiegend in den, den Festlandssockel heute umgebenden Tiefseeregionen abgespielt haben. Es ist daher auch zu verstehen, daß die Senkung der dem Inselsockel angehörigen Grabenschollen nicht gleichmäßig und stets in einem Sinne erfolgt ist, es können unter dem Einfluß der großen Einbrüche in den Tiefseebecken Oscillationen stattgefunden haben. Nördlich von Makassar lernten wir

Spuren einer jungdiluvialen Meerestransgression kennen; hier ist also noch in jüngster Vergangenheit der positiven Strandverschiebung (Senkung der Küstenscholle) eine negative Meeresbewegung gefolgt, und vielleicht deswegen finden wir heute im Spermondearchipel zahllose gehobene Korallenriffe. Ganz ähnliche Bewegungsvorgänge können, wie dies Niermeyer hervorhebt, bei den gehobenen Atollformen gewirkt haben. Der Senkung, die zur Bildung des Atolls führte, folgte später eine Hebung des Untergrundes, und die Folge ist, daß das alte Atoll von Strandriffen umgeben ist, ein Wachstum des Korallenkalkes gewissermaßen in umgekehrter Richtung stattfindet. (Vgl. Penck, 175, pag. 647.)

Der Vergleich des geologischen Baues der Insel mit der Verbreitung der rezenten Korallenbildungen an der Küste führt also zu der wichtigen Feststellung, daß die Strandriffe (Saumriffe) fast überall mit den gehobenen Karangterrassen korrespondieren, beide sind auf die steil zum Meere abfallenden, in Hebung begriffenen Horstschollen beschränkt, und die Strandriffe stellen demnach in Werden begriffene Karangs[1]) dar; umgekehrt fehlen die Karangs überall, wo auf den, die Küste begleitenden untermeerischen Sockeln Wallriffe zur Entwicklung gekommen sind; letztere sind an die Grabenschollen der Insel gebunden, in denen keine dauernde Hebung, sondern eine, nur durch gelegentliche Oscillationen unterbrochene Senkung stattfindet. (Penck, a. a. O. pag. 589.)

Wie ist nun die periodische Hebung der Korallenterrassen, wie vor allem ist ihre oft erstaunliche Höhe über dem Meere zu erklären? Suess hat (139, Bd. 3. Teil 1. pag. 301, 302 u. 332) mit scharfem Blick die hohe Bedeutung dieser Zeugen jugendlicher gewaltiger Strandbewegungen für die Geschichte des Archipels erkannt. Um die Suesssche Auffassung zu verstehen, müssen wir von der a. a. O. gegebenen geotektonischen Analyse des Inselreiches ausgehen. Zwei verschiedene Elemente sind danach am Aufbau beteiligt. Die nach Süden ausstrahlende Virgation der Philippinen sendet vier Ketten aus, die, teils noch als solche erkennbar, teils nur durch Vulkanreihen angedeutet sind, die den untermeerischen Ketten- bzw. den zwischen ihnen liegenden Tiefenlinien folgen: die Pelawanlinie mit ihrer Fortsetzung nach Nordwest-Borneo, die Sululinie mit der Fortsetzung in die Ketten Südostborneos, die Mindanao-Sangi-Nordcelebeslinie, deren Fortsetzung in den Togeaninseln und Kap Api gedacht ist (s. oben S. 78, 108) und endlich die Loloda-Halmaheralinie.

Im Süden werden diese in den Archipel hineinstrahlenden Philippinenkulissen umrahmt von den Ausstrahlungen der zu den Altaiden gehörenden burmanischen Ketten, die in verschiedenen Kulissen in den Archipel auslaufen; die burmanischen Ketten setzen über Malakka, Bangka, Billiton bis nach Karimon Djava fort, eine westliche Parallelkulisse bildet das alte Rückgrat von Sumatra, der östliche Abbruch der letzteren ist durch eine Reihe junger Vulkane markiert, die weiterhin über Java, die kleinen Sundainseln bis in den Bandaarchipel hinein die Rolle der ins Meer untertauchenden Kulisse übernimmt; peripherisch die Bandasee umlaufend, von Parallelkulissen begleitet, beugt sich hier die Hauptkulisse der Altaiden in sich selbst zurück, „gefangen zwischen den fremden Horsten“. Von Osten her treten auch noch die Cordilleren von Neuguinea über Mangoli und Taliabo in den Archipel hinein.

Es sind also nach dieser Vorstellung die Inseln des Archipels Teile von jungen Faltengebirgen — bzw. den auf ihren Tiefenlinien aufsitzenden Vulkanreihen —, die zwischen alten starren Horsten (australische Masse, Südborneomasse, innerasiatische Masse) ein in sich verschlungenes Faltensystem der Tethyszone bilden (pag. 276). Die Faltung selbst soll im jüngsten Tertiär vor sich gegangen sein, da auf Java das Tertiär „streckenweise stark gefaltet ist“, ebenso auf einzelnen Inseln östlich von Java

1) Karang hier nur im Sinne gehobener Korallenkalke gemeint; über die Anwendung dieser Bezeichnung vergleiche K. Martin (100, pag. 284).

steil aufgerichtetes Mitteltertiär bekannt ist (pag. 302); vielleicht dauert der Faltungsprozeß im Archipel noch heute an, wie durch die Aufrichtung der Gobiablagerungen für den asiatischen Kontinent wahrscheinlich gemacht wird (pag. 332). Danach kommt Suess zu dem Schlusse, daß „neben eustatischen negativen Bewegungen des Strandes tektonische Veränderungen“ seit der Tertiärzeit auf den Inseln (speziell auf Christmas island, pag. 302) eingetreten seien. Und weiterhin heißt es pag. 332:

„Eine eigentümliche und dankbare Aufgabe ist künftiger Forschung gestellt durch den Umstand, daß hier, namentlich in den Molukken, Gebirge, welche gefaltete mitteltertiäre Schichten in sich schließen, umgürtet sind von abgestuften Säumen von Kalkstein, deren höchstgelegene nach allem Anschein bis in die jüngere Tertiärzeit zurückreichen. Es gibt eine Vorstellung für den mechanischen Fortgang einer Faltung und ebenso für ein rhapsodisches Sinken des Meeresspiegels durch anderweitige Vergrößerung der Meerestiefen, aber es gibt kaum eine Vorstellung für das ruckweise Hervorstoßen von Inseln, und für einen solchen zweiten, anderen neben der Faltung vor sich gehenden Hebungsvorgang.“

Diese Ausführungen werden indessen wohl nicht der wichtigen, durch Verbeek[1]) betonten Tatsache gerecht, daß nämlich die jungen Korallenkalke mit wenigen Ausnahmen den Inseln fehlen, die durch untiefe untermeerische Schwellen mit den Kontinentalmassen zu einem gemeinsamen Sockel verwachsen sind, also Java, Borneo, Sumatra und Neuguinea. Sollten eustatische, durch Abfließen des Meeres in andere neugebildete Tiefen veranlaßte negative Strandverschiebungen die Ursache der stufenförmigen Kalkterrassen sein, so müßten wir auf allen jenen Inseln, ja sogar an den benachbarten Kontinentalküsten die Korallenkalkterrassen erwarten, und zwar überall in ungefähr gleicher Höhenlage, soweit nicht spätere Krustenbewegungen das Gleichgewicht wieder zerstört haben. Aber auch wenn die vorausgesetzte, jungtertiäre Faltung zur Bildung jener Terrassen mitbeigetragen haben soll, ist nicht einzusehen, warum den Kulissen des westlichen Archipels (Java, Sumatra, Borneo und umliegenden Inseln) und ebenso Neuguinea die Korallenkalkterrassen fehlen. Es müssen also andere Ursachen bei der periodischen Emporhebung der Korallenkalke über das Meeresniveau im Archipel wirksam gewesen sein.

Bereits bei der Verfolgung der Karangs auf Celebes sahen wir, daß die Verbreitung derselben eine sehr ungleichförmige ist. Abgesehen von den Küstenstrecken, wo die örtlichen Verhältnisse ihrer Bildung hinderlich waren und sie infolgedessen ganz fehlen, lernten wir Zonen kennen, wie beispielsweise zwischen Mauton und Mogogondo, wo sie nicht oder nur wenige Meter über das Meer erhoben sind — sie liegen hier auf der Grabenscholle der Siguruporphyrite —, und andere wieder, so am Pik von Tomini, wo sie unvermittelt zu beträchtlicher Höhe aufsteigen. Auch für Südpeleng und Buton kamen wir zu analogen Vermutungen, daß die Haupthebung der Korallenkalke sich längs der Horstschollen beobachten läßt, und zwar ganz besonders dort, wo dem Horstabfall ein besonders tiefer Einbruch folgt.

Wir können hiernach offenbar die Ursache für die Bildung der Karangterrassen nicht in einer schrittweisen eustatischen Meeresregression seit der Pliocänzeit suchen, denn dann müßten wir erwarten, daß sich die Terrassen gleichmäßig um die ganze Insel verfolgen ließen, höchstens hier und dort durch spätere Einbrüche einmal unterbrochen wären. Wir sind vielmehr bei der auffälligen Beschränkung der stark gehobenen Terrassen auf die schmalen Horstschollen zu der Annahme gezwungen, daß die Erhebung der Terrassen über das Meer durch eine ruckweise Hebung eben der Horstschollen bedingt worden ist, und zu der gleichen Annahme führt uns die durch Niermeyers Untersuchungen bekannt gewordene, auffällige Verteilung der Barrièreriffe und Strandriffe, von denen die einen langsame Senkung voraussetzen, die anderen aber vornehmlich an periodisch sich hebenden Küsten auftreten.

1) Vgl. auch Penck, 175, pag. 591.

Elbert hat, ähnlich wie Wichmann, aus dem Vorhandensein von gehobenen Karangs, auf eine generelle Hebung des Archipels — bzw. eine allgemein verbreitete negative Strandverschiebung — geschlossen. Er schreibt (46, pag. 16): „Eine allgemeine Landsenkung im Diluvium um ca. 2800 m (!) veranlaßt einen Zusammenbruch des (zur Pliocänzeit durch eine junge Faltung gebildeten) austrasischen Festlandes. Ihr folgte eine, noch im Alluvium bemerkbare Hebung um mindestens 1200—1300 m, welcher die Inseln im wesentlichen ihre heutige Gestalt verdanken." Als Beweis für diese gewaltigen Bewegungsvorgänge führt Elbert (a. a. O. pag. 13) an, daß auf den Seekarten des Archipels Korallenkalk aus Tiefen bis über 1600 m angegeben wird, und daß durch die Lotungen versunkene Strandterrassen bis 463 m Tiefe nachgewiesen seien, die andererseits auf den heutigen Inseln sich bis 1200 und 1300 m Höhe erheben. Daraus ergäbe sich allerdings eine Maximaldifferenz von 2800 m. Indessen die Voraussetzungen, auf die sich diese Hypothese gründet, sind doch sehr fragwürdig; denn es fehlt bei den Tieflotungen, die in 1600 m Tiefe Korallenkalk – doch höchstens in Form feinen Korallensandes — nachgewiesen haben, jeder Anhaltspunkt dafür, daß es sich um in situ gebildete Korallenkalke handelt oder nicht vielmehr, was doch wohl viel wahrscheinlicher ist, um durch starke Meeresströmungen transportierte feine Korallensande. Ebenso fraglich erscheint es mir, ob man durch Lotungen in 500 m Tiefe noch alte Strandterrassen, die doch in der Regel nur geringe Höhe und Breite besitzen, mit Sicherheit nachweisen kann. Selbstverständlich können im Archipel gelegentlich — auf den Senkungsschollen — in größerer Meerestiefe versunkene Korallenkalke vorkommen, aber auch diese würden keineswegs für eine allgemeine, positive Meeresbewegung zeugen. Und das gleiche gilt bezüglich der heute über dem Meere liegenden Strand- oder Karangterrassen. Finden sich solche, wie auf Sumbawa und Timor, bis über 1200 m Meereshöhe, so können sie nur beweisen, daß auf den betreffenden Inselschollen seit dem Pliocän Hebung des Landes um 1200—1300 m stattgefunden hat, nicht aber, daß allgemein im ganzen Archipel eine negative Meeresbewegung um den genannten Betrag eingetreten ist.

## Die Tektonik.

Damit kommen wir zu der grundlegenden Frage über die Entstehung des heutigen Inselgerippes, der Herausbildung ihrer auffälligen fingerförmigen Gestalt. Wir hatten oben schon mehrfach Gelegenheit, auf die Vorstellungen einzugehen, die die verschiedenen Forscher sich hierüber gemacht haben. Am eingehendsten haben sich P. und F. Sarasin der Frage zugewandt; sie sind auf Grund ihrer umfassenden Studien auf der Insel zu einer Anschauung gelangt, die sich am kürzesten mit ihren eigenen Worten wiedergeben läßt (125, pag. 137): „Zur Eocänzeit untiefes Korallenmeer; im Miocän Hebung des Landes durch Emporfaltung der Ketten; damit Hand in Hand gehend Bildung der unteren Molasseschichten; im Pliocän höchste Erhebung und also weiteste Ausdehnung des Landes und Existenz der in Band 3 (126) geschilderten Brücken (vgl. auch oben S. 5), hierauf, vielleicht schon im Pliocän beginnend, erneutes Absinken des Landes bis zu einer Höhe des Meeresspiegels von vielleicht gegen 50 m über derjenigen des gegenwärtigen . . . . .; darauf erneute Hebung des Landes bis zum Zustande der Gegenwart . . . . ." In der Schlußbemerkung (das. pag. 297) werden diese Gedanken wiederholt; auf dem kristallinen Gebirge aufruhend finden sich (in dem nach ihnen eine Antiklinale bildenden Tokalekadjogebirge) kristalline Kalke, die hypothetisch dem Jura der Molukken gleichgestellt werden, dann folgen die zur Kreide gestellten Radiolarienhornsteine[1]), darüber das kohlen-

1) Zu den cretaceischen Gesteinen der Insel stellt P. Sarasin in seiner letzten Veröffentlichung mit Berufung auf Steinmann auch die Peridotitgesteine von Ost- und Südcelebes (129, pag. 242).

führende Eocän von Südcelebes, sodann ein allgemein verbreitetes Eocänmeer, endlich die neogene Meeresmolasse und die pleistocänen Bildungen. Längs der Antiklinalen des während des Neogens gebildeten Faltensystems brachen Eruptivgesteine auf.

Die Faltung während des Neogens war in der Weise gedacht, daß mehrere langgestreckte Antiklinalen die Inselachsen durchzogen, denen die heutigen Gebirgszüge im einzelnen eingereiht sind (vgl. 125, t. 13 und Taf. VIII, Fig. 2). Zwei Antiklinalen durchziehen Süd-, Zentral- und Nordcelebes, zwei weitere Ost- und Südostcelebes; die beiden äußeren Antiklinalen schließen ein durch die ganze Insel durchlaufendes Muldental ein (dem die Tempesenke in Südcelebes, die Limbottesenke in Nordcelebes angehören). Zwischen den äußeren und den inneren Hauptantiklinalen liegen mehrere Parallelketten, die den Seengraben bzw. die Seenmulde von Zentralcelebes (Posso, Matanna, Towutisee) begleiten. Die Faltung war als eine Art Wirbelfaltung gedacht im Sinne der auf der schematischen Skizze angegebenen Pfeile, in ähnlicher Weise wie der Wirbel des Alpen-Alpeninkammes.

Somit hatte es den Anschein, als ob die gespensterhaft chiragratische Form der Insel ausschließlich eigenartig verkrampften, jungen Falten ihre Entstehung verdanke. Wenn nun auch das später erschienene Reisewerk der Forscher (128) in den Karten eine wesentlich andere Darstellung der Gebirgskämme brachte, nicht mehr jene langgestreckten, den gedachten Antiklinalen folgenden Kettengebirge, wie sie t. 13 des 4. Bandes zeigt, so war doch auch in dem neuen Werke die Vorstellung der Forscher von der jungen Faltennatur der Gebirge der Insel dieselbe geblieben, wie sich aus der Zusammenfassung daselbst (128, Bd. 1. pag. 154) ergibt; ich habe darüber bereits an anderer Stelle geschrieben (21). Allerdings erkannten die Forscher bei der Durchquerung der Insel von Palu nach Paloppo, wo ihnen auf Schritt und Tritt die ganz jugendlichen Schollenbewegungen, in Gestalt gewaltiger Bergrutsche entgegentraten, die große Bedeutung der Bruchvorgänge neben den Faltungen für die Herausbildung der Inselform an (vgl. auch 129, pag. 244).

Neuerdings hat Abendanon auf Grund seiner wichtigen und grundlegenden Arbeiten in Zentralcelebes sich gleichfalls mit dem Werdegang der Insel, insbesondere einem Vergleiche mit dem ihm morphologisch so auffällig ähnelnden Halmahera beschäftigt (11, pag. 1149 ff.). Abendanon geht in seinen Ausführungen, die noch vor der Durchquerung des eigentlichen Zentralcelebes geschrieben wurden, von der durch Sarasins mitbeeinflußten Ansicht aus, daß ein großer Teil der hohen Gebirgsketten von Zentral- und Südostcelebes junge Faltengebirge seien. Das Hauptrückgrat der Insel bildet ein kristalliner Kern, der vom Ogoamasgebirge durch den NS gerichteten Ast von Nordcelebes, durch Zentral- und Südcelebes verläuft und weiter in die Salabangka- und Postilloneilanden fortsetzt. Dieses alte Rückgrat war als eine mächtige Antiklinale gedacht, die im Sinne Haugs sich aus mehreren Auffaltungs- und Einfaltungsfeldern zusammensetzt (Höhen- und Talgebieten). Zu beiden Seiten der Rückgratsantiklinale lagen nach Abendanons Vorstellung tiefe synklinale Depressionen, die mit Sedimenten erfüllt wurden; die mächtigen Sedimentauffüllungen der Synklinalen (Geosynklinalen im kleinen) wurden sodann zu gewaltigen jüngeren Faltengebirgen aufgeworfen; letztere scharten sich an die alte Rückgratsantiklinale an, und zwar mit SO-NW-Streichrichtung, die jedoch in der Nähe des Rückgrats nach Süden bzw. nach Norden abgelenkt wurde. Die Tuffgebirge des Sadanggebietes, das Latimodjong-[1]), Mingkoka-, Tamboke-, Tokalekadjogebirge und andere gehören bei ihm diesen jüngeren Faltengebirgen an, die

1) Herr Abendanon machte mich persönlich freundlichst auf die falsche Schreibweise Latimondjong aufmerksam, wie sie sich oben S. 120 im Text und auch auf den Karten findet; der als Djenemadje bezeichnete Fluß daselbst heißt entgegen der vielfach auch auf anderen Karten wechselnden Schreibweise Djenemaëdja.

generell in SO-NW-Richtung verlaufend, gegen das alte Rückgrat aufbranden, ohne dasselbe zu durchbrechen.

Nach dieser Vorstellung wären also das westliche Zentralcelebes, ein Teil von Nordcelebes und auch der Südarm in der Hauptsache durch das alte Rückgrat gebildet, der Hauptteil des Südarmes, des östlichen Zentralcelebes sowie Ost- und Südostarm durch die jüngeren Faltungsvorgänge der alten Achse angegliedert worden, während der WO gerichtete Teil des Nordarmes einem ganz fremden tektonischen Elemente angehören sollte.

Der Gedanke, daß die oben genannten Ketten junge Faltengebirge von nahezu alpinen Formen seien, wird von ABENDANON noch weiter ausgesponnen durch den Nachweis eines Faltenhinterlandes; für das Latimodjonggebirge sollen die Eruptivgesteine westlich und südwestlich von Paloppo auf ein solches deuten [1]), für die Tamboke-Mingokakette der Einbruch der Ussubai und der südliche Teil des Towutisees, für das Tokalekadjo-Matannagebirge der Einbruch des Posso-, Matanna- und nördlichen Towutisees, endlich die Lasolobucht. Die Einbrüche des Hinterlandes sollen der Faltung als Reaktion gefolgt sein und schreiten heute noch fort. Sie schaffen aus Celebes mit der Zeit ein Netzwerk von hohen Landschollen und tiefen Bruchfeldern; werden letztere in der Zukunft mit mächtigen Sedimentmassen ausgefüllt und setzt dann abermals eine Faltung in den neu entstandenen Synklinalgebieten ein, dann sollen — so schließt ABENDANON — eher wie heute in den Sedimentmassen der Einbruchsfelder die Vorbedingungen für einen alpinen Gebirgsbau gegeben sein; Celebes in seinem heutigen Stadium ist demnach der „Prototyp eines alpinen Gebirgssystems".

Ungefähr gleichzeitig mit diesen Ausführungen ABENDANONS teilte ich meine ersten Untersuchungsresultate über den Aufbau des mir bekannt gewordenen Inselteiles und die sich daraus ergebenden Rückschlüsse über den Werdegang und die Entstehung der heutigen Inselform mit (18, pag. 191). Die Untersuchung der inneren Tominibucht lehrte, daß jugendliche Faltungsvorgänge auf der Insel eine wesentliche Rolle nicht gespielt haben konnten, und vor allem, daß die orographische Gestaltung der Gebirge in der Umrahmung der Tominibucht nicht einen derartigen der Inselachse parallel laufenden Kettengebirgsbau aufweist, wie es die Auffassung von SARASINS erfordern würde. Ich wies damals bereits darauf hin, und wir haben das im obigen verschiedentlich nachzuprüfen versucht, daß auch auf der übrigen Insel jene, den Inselachsen parallel laufenden Faltengebirge in Wirklichkeit nicht zu beobachten sind. Schon die Karte von 1909, besonders aber die Aufnahmen ABENDANONS in Zentralcelebes beweisen vielmehr, daß die meisten und wichtigsten Kettengebirge der Insel eine ausgesprochene SO-NW-Richtung besitzen, und zwar tritt diese Richtung in besonders deutlichem Maße bei allen aus kristallinen Schiefern bestehenden Gebirgskämmen hervor (vgl. Taf. VIII, Fig. 1).

Diese Tatsache im Verein mit den Beobachtungen in der Tominibucht, daß das alte Gebirge — mag es noch so wechselvolle Zusammensetzung im einzelnen besitzen — stets ein generell SO—NW gerichtetes Streichen besitzt, veranlaßten mich damals zu der Annahme, daß der eigentliche Sockel der Insel, das paläozoische und archaische Faltengebirge, einen von der heutigen Gestalt der Insel völlig unabhängigen Aufbau aufweist. Die Insel in ihrer heutigen Form kann demnach kein jugendliches Faltungsgebiet sein, sondern bildet nur das letzte Skelett eines alten paläozoischen Rumpfgebirges, und dieses Skelett ist herausgebildet im wesentlichen durch zwei große Bruchsysteme.

1) Neuerdings (13, pag. 268) werden diese Eruptivgesteine westlich von Paloppo allerdings dem Granitkerngebirge von Celebes zugestellt. Handelt es sich vielleicht auch hier um cretaceische Orthoklasgesteine in Verbindung mit basischen Gesteinen wie in Nordcelebes? (vgl. S. 145, 146).

Auch Abendanon hat sich bei seinen späteren Untersuchungen, nachdem er die gewaltigen kristallinen Gebirgsroste von Zentralcelebes kennen gelernt, mehr und mehr von der ursprünglichen Anschauung junger Faltengebirge freigemacht. Schon während der Reise von Paloppo nach dem Possosee schreibt er von der Höhe des Kamusolangi (6, pag. 985), daß der Blick über ein schier endloses Meer von Kammlinien mit nahezu gleicher Höhe schweife, als wäre es ein plötzlich versteinerter Ocean; hier spricht Abendanon zum ersten Mal den Gedanken aus, daß ganz Zentralcelebes den Eindruck einer alten Peneplain mache, daß es also, entsprechend meinen schon damals geäußerten Vermutungen, ein altes Rumpfgebirge darstelle, nicht aber hervorgegangen sei aus einer jungen Faltung[1]).

Einer solchen Annahme, wie ich sie damals ausgesprochen hatte, schienen aber allgemein geologische Gründe zu widersprechen. Seit der ersten Entdeckung mesozoischer Versteinerungen im Archipel galt die Insulinde als das Gebiet einer jener großen Geosynklinalen, in denen sich die Sedimentationsprozesse des Mesozoicums vorwiegend abgespielt haben und die, gelegen zwischen alten starren Festlandsmassen, durch ihre eingezwängte Lage in besonders hohem Maße die Gebiete der Faltungsprozesse in der Erdkruste bildeten. Auch Celebes gehörte nach Haug (54) zu jener die Insulinde durchziehenden Geosyklinale, die das ganze südliche Eurasien während des Mesozoicums bis in das Tertiär hinein eingenommen hat und von Suess als Tethys bezeichnet worden ist (140). Wir sahen bereits oben, daß Suess, den Gedanken der Geosynklinale für den Archipel ausbauend, den Versuch gemacht hat, die einzelnen Faltenbögen des Archipels zu analysieren und seinen großen asiatischen Faltengebirgen einzuordnen.

Nachdem Sarasins auf der Insel in großer Verbreitung Kalke nachgewiesen hatten, die nach ihrer Ansicht alle ins Eocän gehörten, darunter an zahlreichen Stellen cretaceische Schichten und endlich sogar hypothetische Jurakalke, sodann Verbeek (144, pag. 800 ff.) geneigt war, einen großen Teil der Radiolariengesteine der Insel für triassische Tiefseebildungen zu halten, schien in der Tat die Insel wie der ganze Molukkenarchipel jenem großen mesozoischen Meeresbecken, der Tethys, verfallen zu sein, und von dem alten, die Molukken umfassenden sino-australischen Jurakontinente Neumeyers, der die Begrenzung der Tethys nach Osten bilden sollte, konnte Böhm bezüglich der Molukken sagen, daß er im ganzen ostindischen Archipel bis weithin nach Neuguinea zusammenbricht (26, pag. 558). Ihm hat auch neuerdings Verbeek beigestimmt (144, pag. 800 ff.). Wenn also v. Staff (138, pag. 181) schreibt, daß mesozoische Synklinalbildung auf Celebes gänzlich fehle, und darum schon die Möglichkeit junger Faltungsvorgänge auf der Insel im Sinne von Sarasins ausgeschlossen sei, so stand doch diese Voraussetzung noch zur Zeit, als Sarasins, de Lapparent (88) und Frech ihre Ansichten über die Tektonik der Insel äußerten, in Widerspruch mit den Angaben über die Verbreitung des Mesozoicums im Archipel (vgl. auch P. Sarasin, 129, pag. 244).

In der obigen Betrachtung habe ich näher darzulegen versucht, was ich bereits früher (18) ausgesprochen, daß nach unserer heutigen Kenntnis der geologische Werdegang der Insel Celebes eine solche mesozoische Meeresbedeckung, wie sie die Tethysgeosynklinale voraussetzt, nicht rechtfertigt. Mögen selbst auf Ostcelebes einige mesozoische Bildungen der Molukken übergreifen — obgleich bis heute noch alle für die Tethys charakteristischen Sedimente, wie die Habobienschichten der Trias, die

1) Der gleiche Gedanke wird von Abendanon in seinen letzten Veröffentlichungen (13, pag. 266 ff. u. 512 ff.) in erweiterter Form ausgeführt. Ob die daselbst (Karte pag. 267) aufgestellten Kettengebirge (Granitgebiet des SW, Molengraaffgebirge, Fennemagebirge, Verbeekgebirge) wirklich geologisch selbständige Einheiten, oder nicht vielmehr nur orographisch — durch die jungen Brüche — getrennte Teile einer einheitlichen, alten Peneplaine sind, wie ich vermute, muß die Zukunft noch lehren (vgl. S. 118, Anm. 1; S. 141, Anm. 1).

jurassischen Ammoniten- und Belemnitenschichten, fehlen — der Hauptteil der Insel hat, soweit sich heute übersehen läßt, während des eigentlichen Mesozoicums keine Meerestransgression erlebt, und die Natur der ersten auf dem alten Grundgebirge aufruhenden Schichten, die wir als Sumalataschichten der oberen Kreide zugestellt haben, ihr stark wechselnder, heterogener Habitus zeigt deutlich, daß sie in der Hauptsache aus der Transgression des Meeres über ein altes Festland hervorgegangen sind und Flachseebildungen darstellen. Es ist nicht uninteressant, daß gerade die obere Kreide, zu der wir oben die Sumalataschichten aus verschiedenen Gründen gestellt haben, auch in anderen Teilen der Erde charakterisiert ist als eine jener Perioden, wo durch beginnende Bewegung in den Geosynklinalen das Meer über die alten Kontinentalflächen übergetreten ist (vgl. Haug, 54).

Dasselbe Bild einer flachen, ufernahen See bietet uns Celebes auch während des älteren Tertiärs; die Kohlenbildungen des Untereocäns, die sich von Südcelebes vermutlich kontinuierlich nach Südborneo erstreckten, setzen ein Festland voraus, das damals die westlichen Sundainseln mit Celebes verband, und zeigen, daß die scharfe Scheide, die heute Celebes mit den Molukken von dem asiatischen Sockel durch eine nahezu 1000 m tiefe See trennt, damals noch nicht bestanden hat. Wohl reichen die Tertiärkalke bis in das Innerste von Zentralcelebes hinein und deuten darauf, daß das alte Rumpfgebirge auf kurze Zeit nahezu ganz unter dem Meere verschwand, aber jenes Tertiärmeer war nicht ein Teil der Tethys, sondern gehörte offenbar auch einer jener Transgressionen über die Kontinentalmassen an, die nach Haugs Vorstellung während des Mesozoicums verschiedentlich von den Geosynklinalen auf die Kontinentalsockel übergegriffen haben.

Die weitere Geschichte der Insel scheint diese Annahme zu bestätigen. Nicht Faltungen, wie in den Geosynklinalen, sondern Vertikalbewegungen haben von der jüngeren Tertiärzeit an die alte Kontinentalscholle beherrscht, als deren letzten Rest wir heute die Insel vor uns sehen.

Anders freilich Verbeek. Es wurde schon mehrfach auf die wichtigen Ergebnisse hingewiesen, die die Studien des Altmeisters in den Molukken, insbesondere über die Verbreitung der Tertiärbildungen, der neogenen Sandsteine und der jungen Korallenkalke, geliefert haben; Verbeek glaubt eine allgemein verbreitete Faltungsperiode nach dem Miocän annehmen zu müssen, da das Miocän beispielsweise auf der Insel Saleyer und dem benachbarten Südcelebes — ebenso an anderen Stellen des Archipels — stets eine deutliche Aufrichtung von 10—15° erkennen läßt, während die jungen Korallenkalke, die auf der miocänen Unterlage oft mehrere 100 m über das Meer aufsteigen, stets diskordant darauf mit söhliger oder höchstens 2—5° geneigter Lagerung angetroffen werden. Soll nun wirklich eine derartig flache, gleichmäßig nach W abdachende Lagerung, wie sie das Miocän auf Saleyer und am Tj. Bira (vgl. 144, Beil. 1. f. 4 ff.) zeigt, durch einen Faltungsprozeß hervorgerufen sein? Ich vermag es ebensowenig wie bei der Sandsteinfalte am Tjenranadurchbruch (s. oben S. 130) zu glauben. Wir sahen, daß die nach W einfallenden Sandsteine der Insel Saleyer an der Ostküste steil abbrechen, abgeschnitten von einer großen SN streichenden Bruchspalte, die unmittelbar östlich der Insel einen Einbruchskessel von über 3000 m Tiefe geschaffen hat. Ist es da nicht vorstellbar, daß unter der Einwirkung dieses gewaltigen Einbruches, den wir in die Zeit nach dem Miocän verlegen müssen, infolge eines gewissermaßen isostatischen Bewegungsvorganges durch den Einbruch der Bonegrabenschollen der westlich stehengebliebene Horst gehoben wurde, und zwar dort besonders gehoben wurde, wo der Einbruch am nächsten, die Wirkung der isostatischen Kräfte mithin am stärksten sein mußte? (Fig. 7). Nur so vermag ich es mir zu erklären, daß die aufgerichteten Neogenbildungen längs der Küstenzonen, also in unmittelbarer Nachbarschaft der großen Randbrüche, nicht, wie man es bei einer Faltung

vermuten sollte, vom Lande ab zur See einfallen, sondern gerade umgekehrt von den mächtigen Bruchlinien ab zum Lande hin geneigt sind. Auch die Todjoküste scheint hierfür ein bezeichnendes Beispiel zu sein; wir sahen, daß die neogenen Sandsteine daselbst nach KOPERBERG nahe der Küste stark gestört

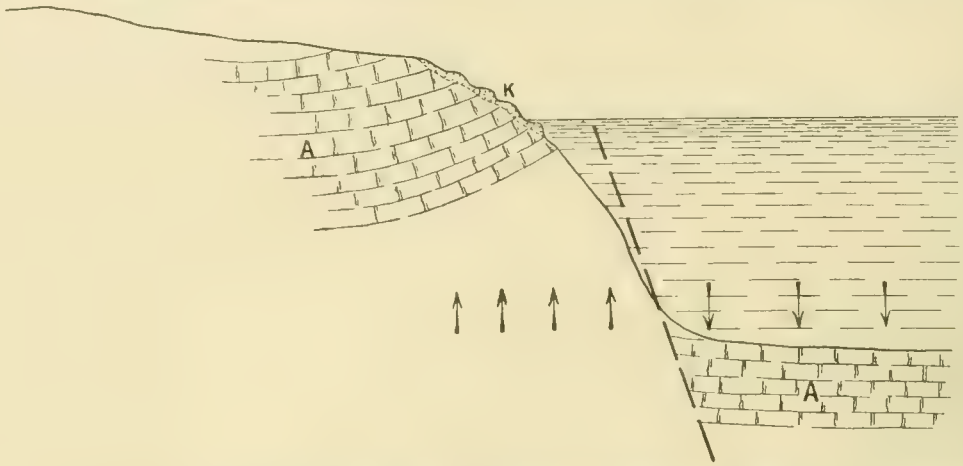



Fig. 7. Schematische Darstellung der Hebung junger Korallenkalke am Rande der Horstschollen.
*K* junge Korallenkalke, *A* älterer vorpliocäner Untergrund.

sind und landwärts einfallen, nach dem Inneren aber mehr und mehr in horizontale Lagerung übergehen (vgl. oben S. 106).

VERBEEK geht, auf seinen Anschauungen fußend, noch einen Schritt weiter. Die Faltung der Sedimente konnte nur so lange Platz greifen, als sich das Felsgerüst noch nicht in einzelne Horstschollen und tiefe Bruchzonen aufgelöst hatte, also nur bis zum Miocän. Infolgedessen finden wir die jungen Korallenkalke durchweg in nahezu horizontaler Lagerung. Aber in der Tiefe, so meint er, im Bereiche der tiefen Bruchfelder, setzte die tangentiale Faltungskraft, da sie nach allen Seiten Widerstand fand, fort und ist auch heute noch dort tätig. Sie äußert sich in der Tiefe durch Faltung der Bruchfelder und der tiefgelegenen Horstsockel, auf den hochaufragenden Horsten selbst aber in einer vertikalen Aufwärtsbewegung, und als Folge dieser durch die Faltung in der Tiefe hervorgerufenen Aufwärtsbewegung der Horstschollen sehen wir vom Pliocän bis heute die jungen Korallenkalke periodisch aus dem Meere aufsteigen.

Ich habe oben klarzulegen gesucht, daß Faltungsvorgänge auf der Insel während des Tertiärs keine wesentliche Rolle gespielt haben können; wir lernten Celebes nicht als ein Gebiet geosynklinaler Depression kennen, in denen sich Faltungsvorgänge vornehmlich abspielen, sondern als ein altes starres Rumpfgebirge, das sich vom Jungtertiär an längs gewaltigen Bruchlinien aufzulösen begann. Die Vereinigung solcher gewaltigen Bruchvorgänge, die ja VERBEEK bekanntlich auch anerkennt, mit gleichzeitigen Faltungsvorgängen, die sich gegenseitig eigentlich ausschließen, scheint mir eine Hauptschwierigkeit bei der VERBEEKschen Annahme zu sein. Andererseits haben uns auch unsere Beobachtungen auf der Insel gelehrt, daß weder die Sumalataschichten, noch die alttertiären Kalke eine wesentlich gestörte Lagerung oder gar eine durchgreifende, allgemeine Faltung aufweisen. Wo örtlich solche Störungen oder gar Faltungen vorkommen, lassen sie sich, glaube ich, durch andere Erscheinungen als die Einwirkung von Tangentialdruck erklären. Die sanft nach Ost ansteigende Kalkplatte von Südcelebes, die flachen Sättel und Mulden der Tuffe des Sadanggebietes — soweit das wechselnde Einfallen

hier nicht auf ursprüngliche Kreuzschichtung zurückzuführen ist — die Aufrichtung der Sumalataschichten längs des Kontaktes mit dem alten Gebirge auf Nordcelebes dürfen wir durch vertikale Bewegungen im alten Untergrunde und damit verbundene Randfaltung (vgl. S. 70) entstanden denken. Kossmat hat ähnliche Erscheinungen von den auf dem gefalteten Grundgebirge aufruhenden Kreide- und Eocänkalken von Sokotra beschrieben (75, pag. 45 ff.) und diese scheinbare, durch Vertikalbewegungen des Untergrundes hervorgerufene Faltung mit den „swells" der amerikanischen Geologen verglichen. Bedenkt man, daß die hier in Frage kommenden Schichten — auf Celebes also die Sumalataschichten und das Tertiär — in verhältnismäßig dünner Hülle dem starren Grundgebirge aufruhen — die Tuffe des Sadanggebietes beispielsweise dem Granitmassiv von Zentralcelebes —, so erscheint die Möglichkeit einer horizontal wirkenden Zusammenfaltung dieser Deckschichten, oder gar der Herauspressung des kristallinen Kernes durch dieselben, wie im Latimodjong, schwer verständlich. P. Sarasin zählt die Fälle, in denen Faltung jungtertiärer Schichten von der Insel bekannt geworden, in seinen letzten Aeußerungen zu dieser Frage nochmals auf (129, pag. 238 ff.). Aber schon die auffällige Tatsache, daß die „Faltung" z. B. im Possogebiet und längs des Ostarmes, ebenso in Südcelebes, auf die neogenen Schichten beschränkt ist, daß sie den weitverbreiteten alttertiären Kalken dort fehlt, schließt den Gedanken aus, daß etwa die großen Zentralgebirge der Insel — und um eben jene handelt es sich doch in erster Linie — dem angenommenen tertiären Faltungsprozeß ihre Entstehung verdanken. Die „Neogenfalten" sind nur faltenähnliche Erscheinungen, bedingt durch die mit dem Neogen einsetzenden großen Schollenbewegungen des Untergrundes. Aehnliches hat kürzlich auch Volz von Nordsumatra beschrieben (173).

Müssen wir somit auf die Annahme großer, durchgreifender Faltungsvorgänge während der Tertiärzeit verzichten, so bleibt uns als Erklärung für die Gestaltung des heutigen Inselgerippes, insbesondere die Herausbildung der gewaltigen, schroffen Gebirgshorste, wie das Tinombo-, Latimodjong-, Tokallagebirge und andere, nur die Annahme von Vertikalbewegungen, indessen Vertikalbewegungen nicht nur im Sinne des Einbruches großer Schollen; dieselben herrschen in den die Insel umgebenden und weit in ihr Skelett eingreifenden tiefen Meeresbecken; das Gerippe selbst dagegen ist gebildet von schmalen Horsten, die nicht nur gegenüber den Einbruchsfeldern stehengeblieben sind, sondern selbst eine aktive, aufwärts gerichtete Bewegung vermuten lassen. Jene ganz jungen Horstschollen — wie der Latimodjongstock, der bei einer Breite von wohl kaum 10 km ein Höhenintervall gegen die umliegenden Schollen von mindestens 3500 m besitzt — sind zweifellos noch während der älteren Tertiärzeit Bestandteile des alten, vom Meere eben zurückeroberten Festlandsrumpfes gewesen, denn sie waren aller Wahrscheinlichkeit nach vom Tertiärmeere bedeckt. Erst die mit dem Miocän beginnenden gewaltigen Einbrüche schufen unter der Wirkung gewisser isostatischer Kräfte in der Tiefe die vertikal nach oben bewegten schmalen „Aufpressungshorste", die wir wohl als eine der auffälligsten geologischen Erscheinungen auf der Insel bezeichnen können[1]).

Den gleichen aufwärts gerichteten Kräften verdanken nun offenbar auch die jungen Korallenkalke ihre periodische Erhebung über das Meer — periodisch vielleicht, weil der Einbruchsprozeß der

1) Im Laufe einer mündlichen Besprechung teilte mir Herr Abendanon mit, daß in ähnlicher Weise auch die Erklärung zu verstehen ist, die er letzthin (13, pag. 512 ff.) von der Entstehung der tertiären „Latimodjongantiklinale" gibt. Die Faltung in der Tiefe erzeugt Horste und Gräben in der rigiden Erdhülle, und unter dem Fortschreiten der Faltung in der Tiefe werden die Horste der Oberfläche aus der Hülle gleichsam herausgepreßt. Das ist also, zwar nicht in der Ursache, aber doch in der Wirkung die Vorstellung, die ich hier von den großen Horstgebirgen der Insel zu geben gesucht habe.

großen Bruchfelder und damit die durch ihn ausgelösten isostatischen Kräfte offenbar periodisch vorwärtsschritten ; wir sahen, daß diese Terrassen gerade auf den schmalen Horstschollen der Insel eine besonders starke Aufwärtsbewegung erkennen lassen.

Damit sind also die großen Einbruchsfelder, die Celebes — ebenso wie die meisten Molukkeninseln — in über 1000 m Meerestiefe umrahmen, die Ursache nicht nur für die Aufwärtsbewegung der schmalen Horstschollen, sondern auch für die hoch über das Meer gehobenen, jungen Korallenkalke geworden. Auf eine andere Kraft, nämlich gewisse im Innern der Lithosphäre wirkende isostatische Bewegungsvorgänge, führen wir diese Erscheinung zurück, die VERBEEK, und in gewissem Sinne auch ABENDANON mit einer noch heute in der Tiefe fortwirkenden Faltung zu erklären suchte. Abgesehen von der Schwierigkeit, Faltung neben den gewaltigen Bruchvorgängen zu Hilfe nehmen, so glaube ich, wird erstere Auffassung auch noch einem anderen Momente besser gerecht, nämlich der Verbreitung der gehobenen Korallenkalke im Archipel. Sie finden sich, wie schon VERBEEK betont hat, nur auf den von tiefen Meeren — also großen Einbruchsfeldern — umgebenen Inseln des Archipels, sie fehlen fast ganz auf den mit Asien durch einen Sockel noch verwachsenen westlichen Sundainseln, desgleichen auf dem, mit Australien noch zusammenhängenden Neuguinea; die hypothetische, in der Tiefe wirkende Faltung brauchte nicht auf die Inseln innerhalb der großen Bruchfelder in ihrer Wirkung beschränkt zu sein sie hätte auch auf den westlichen Sundainseln und auf Neuguinea zu ähnlichen Hebungen des Festlandssockels führen können; die isostatische Aufpressung indessen muß auf die von den tiefen Einbruchsfeldern ganz umgebenen Inselhorste beschränkt sein, und sie muß um so stärker sein, je größer der umgebende Einbruch, je schmaler der stehengebliebene Horst ist.

Wie haben wir uns nun die großen Einbrüche zu erklären, die zur Auflösung jener alten, Celebes und vermutlich auch einen großen Teil des übrigen Archipels umfassenden Kontinentalmasse führten, wie ferner die auffällige Erscheinung, daß zwischen den großen Einbruchsfeldern schmale, linear gestreckte Horste erhalten bleiben konnten, die dann unter der Einwirkung der Einbrüche emporgetrieben wurden? Sicher ist jedenfalls, daß die tiefen Meeresbecken des Archipels, und das wird auch von VERBEEK betont, junge Einbrüche darstellen, nicht etwa Reste einer alten Tiefsee, daß mithin die Verbindung des Stillen und des Indischen Ozeans durch ein über 1000 m tiefes Meer erst in jugendlicher Zeit erfolgt ist.

Die Versuche, den tektonischen Bau des Malayischen Archipels zu erklären, haben sich in neuerer Zeit so gehäuft, daß es mich hier zu weit führen würde, auf alle jene, mehr oder weniger spekulativen und daher heute, bei unserer lückenhaften Kenntnis des Archipels, noch recht unsicheren Hypothesen einzugehen. P. SARASIN hat letzthin eine klare und übersichtliche Zusammenstellung der verschiedenen Ansichten gegeben und dabei vor allem zu den Versuchen Stellung genommen, die RICHTHOFENsche Zerrungsgebirgstheorie auf den Archipel zu übertragen (129).

E. SUESS hat, wie ich oben andeutete, im Archipel zwei verschiedene Elemente vermutet, die letzten Aeste seiner ostasiatischen Faltenbögen und im Kerne eine starre Kontinentalmasse. In Celebes sollten einerseits Stücke der ostasiatischen Faltenbögen, andererseits Teile der vom Burmanischen (malayischen) Bogen umspannten und als Rückland eingebrochenen Südborneomasse vereinigt sein. Den gleichen Gedanken vertrat DE LAPPARENT (88), der in der Scharung der Philippinenbögen mit dem malayischen Bogen die Ursache der Zertrümmerung der umrahmten Kontinentalscholle sah und, ähnlich wie SUESS, die chiragratische Gestalt der Insel auf besonders intensive Einbrüche des Rücklandes (zu dem auch Celebes gehört) zurückführte. DE LAUNAY (89) hat die Auflösung des Archipels, speziell

von Celebes, mit der Einwirkung einer jungen, tertiären Faltung auf ein altes, karbonisches Faltensystem und den infolge verschiedener Faltungsrichtung auftretenden Torsionsspannungen zu erklären gesucht, ist also Gedanken gefolgt, wie sie Lorenz zur Erklärung der ostasiatischen Bögen vertreten hat. In ähnlicher Weise haben sich auch Sarasins den Faltungsprozeß auf Celebes vorgestellt, wobei allerdings der tertiären Faltung eine ausschließliche Bedeutung zugesprochen wird.

Im Gegensatz zu diesen Anschauungen, bei denen also jüngere Faltung in irgendeiner Form den Anlaß zur Herausbildung der heutigen Inselformen gibt[1]), hat Frech, die Richthofensche Zerrungstheorie auch auf Südostasien und den Archipel übertragend (115, 138), neuerdings junge Faltung im Archipel für gegenstandslos erklärt. Gleichzeitig wird aber die Zerrungstheorie von v. Staff (138) auch auf die echten Faltengebirge in der Umrahmung des Pacifischen und Indischen Ozeans (Himalaja, Cordilleren) übertragen. Im Malayischen Archipel erscheinen bei v. Staff dieselben Bauelemente, wie bei Suess, die Borneomasse, als Rest eines alten indoaustralischen Kontinents und der malayische sowie die ostasiatischen Bögen, nur daß letztere eben als Zerrungsbögen, nicht im Suessschen Sinne als Falten (Stauungsbögen) angesehen werden. Durch das Eingreifen der ostasiatischen Zerrungsbögen in den malayischen Zerrungsbogen fand eine Zerstückelung des kontinentalen Rücklandes (Borneo-Celebesmasse) statt, offenbar auch unter dem Einflusse der Zerrung, die von den versinkenden Außenbögen ausging.

Elbert ist in seiner tektonischen Analyse des Archipels noch weiter gegangen, indem er Stauungen und Zerrungen voraussetzt (46, pag. 14, u. Karte das. No. 7); nach ihm sind folgende tektonische Elemente vorhanden: 1) Eine vom Pazifik im Norden und vom Indischen Ozean im Süden ausgehende Zerrung, die zur Bildung genau O—W gerichteter, den ganzen östlichen Archipel durchlaufender Brüche führte. 2) Von Ost und von West, also von den beiden Kontinentalmassen Asien und Australien ausgehende Stauung zusammen mit randlichen Schwellungen, die die Bildung bogenförmiger Faltengebirge verursachte (a. a. O. pag. 9 werden dieselben Faltenbögen gefaltete Zerrungsgebirge genannt!); mehrere dieser durch Stauung gebildeten Faltenbögen (die ostmalayischen) wenden ihre konvexe Seite nach Westen, andere (die westmalayischen) nach Osten. 3) Die Torsion der westmalayischen und ostmalayischen Bögen führt zu Torsionssprüngen und Ueberschiebungen. 4) Bei der Durchkreuzung, Scharung bzw. Flankenkettung der beiden Bogensysteme und einzelnen Bogenelemente entstand ein rhomboidales Spaltengitter (mit Spalten in NNO- und NW-Richtung), an dem sich die einzelnen Gebirgsbogen in zahllosen Horst- und Grabenschollen auflösten.

Ich glaube nicht, daß derartige Konstruktionen, wie sie Elberts tektonische Uebersichtskarte (a. a. O. f. 7) zeigt, gerade geeignet sind, das Verständnis der Probleme zu fördern, die uns der Archipel stellt, und daran vermag auch Elberts Versicherung nichts ändern (a. a. O. pag. 11), daß alle Bruchlinien „durch die Lagerungsverhältnisse der Erdschichten, durch Quarzgänge, Ueberschiebungsflächen (?) mit Gleiterscheinungen, Reibungs- und Störungsbreccien direkt gegeben sind“. Nur soweit die von Elbert vermuteten tektonischen Elemente auf Celebes übertragen sind, möchte ich sie hier kurz erwähnen. Der Madurabogen wird beispielsweise über den westlichen Spermondearchipel in die südwestliche Mandarküste geführt; dort liegt aber junges Andesitgebirge granitischem Untergrund auf, das jedenfalls keine Faltung in N—S-Richtung zeigt. Ebensowenig begründet erscheint der Saleyerbogen, der schräg durch die N—S-streichende Insel Saleyer und dann an der Ostküste des Südarmes entlang geführt ist. Eine solche Auffassung steht, ebenso wie die längs des Bonegolfes und auf der

1) Die Einbrüche bilden gewissermaßen die Rückwirkung (contre-coup) der vorangegangenen Faltung und Erhebung (de Lapparent, 88, 1907. pag. 566).

18. Ahlburg, Joh., Ueber den geologischen Aufbau von Nordcelebes. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. 62. 1910. Mon.-Ber. pag. 191.
19. — Ueber den Vulkan Soputan in der Minahassa (Nordcelebes). Das. Bd. 62. 1910. Mon.-Ber. pag. 665.
20. — Nochmals der Vulkan Soputan in der Minahassa. Das. Bd. 63. 1911. Mon.-Ber. pag. 505.
21. — Zur Umrißform der Insel Celebes. Das. Bd. 63. 1911. Mon.-Ber. pag. 399.
22. Bakkers, J. A., Tanette en Barroe. Tijdschr. voor Indische Taal-, Land- en Volkenkunde. Bd. 12 (4). 1862. pag. 255.
23. — Het leenvorstendom Boni; met drie teekeningen van de belangrijkste punten tijdens den jongsten met dat rijk gevoerden oorlog. Das. Bd. 15 (5). I. 1866. pag. 1.
24. Basedow, H., Beiträge zur Geologie Australiens. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. 61. 1909. pag. 306.
25. Bleeker, P., Reis door de Minahassa en de Molukschen Archipel, gedaan in de maanden September en Oktober 1855. Batavia 1856. 2 Bde.
26. Böhm, G., Reisenotizen aus Ostasien. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. 52. 1900. pag. 554.
27. — Aus den Molukken. Das. Bd. 53. 1901. pag. 4—10; Bd. 54. 1902. pag. 78.
28. — Neues aus dem Indo-Australischen Archipel. N. Jahrb. f. Min. 1906. Beil.-Bd. 22. pag. 385—393.
29. Bosscher, C., en Matthijssen, P. A., Schetsen van de rijken van Tomboekoe en Banggai op de oostkust van Celebes. Tijdschr. v. Ind. Taal-, Land- en Volkenk. Bd. 2. 1854. pag. 63.
Brooke siehe Keppel, H.
30. Bücking, H., Beiträge zur Geologie von Celebes. Peterm. Mitt. Bd. 45. 1899. pag. 249 ff. und 273 ff.
31. — Leucitbasalt aus der Gegend von Pangkadjene in Südcelebes. Ber. d. Naturf. Ges. zu Freiburg i. Breisgau. Bd. 11. 1899. pag. 78.
32. — Cordierit von Nordcelebes und aus den sogenannten verglasten Sandsteinen Mitteldeutschlands. Ber. d. Senckenb. Naturf. Ges. Frankfurt. 1900. pag. 3.
33. — Zur Geologie der Minahassa. Peterm. Mitt. Bd. 46. 1900. pag. 46.
34. — Beiträge zur Geologie von Celebes. Sammlungen des Geol. Reichsmuseums in Leiden. Ser. 1. Beitr. z. Geologie Ostasiens etc. Bd. 7. 1902—1904. pag. 29 ff. Nachtrag das. pag. 221.
35. — Zur Geologie des nordöstlichen Indischen Archipels. Das. Ser. 1. Bd. 7. 1902—1904. pag. 231.
36. Carthaus, E., Beobachtungen auf Celebes und Sumatra. Briefl. Mitteilungen v. 24. Mai 1900. Samml. d. Geol. R. Mus. in Leiden. Ser. 1. Bd. 6. 1900—1902. pag. 246.
37. Clerq, F. S. A. de, Schets van het landschap Bolaäng-Mongondow. Tijdschr. v. h. Kon. Nederl. Aardrijksk. Genootsch. Ser. 1. Bd. 7. 1883. pag. 116.
38. Cool, H., en de Koning Kniff, J., Een mijnbouwkundig en geologisch ondersoekingsreis in Celebes. Tijdschr. v. h. Kon. Nederl. Aardrijksk. Genootsch. Bd. 27. 1910. pag. 112 ff.
39. Dijk, P. van, Bijdragen tot de geologische en mineralogische kennis van Nederlandsch Indië. XIX. Ower de waarde van eenige Nederlandsch Indische koolensoorten. Naturk. Tijdschr. voor Nederl. Indië. Bd. 15 (4). I. 1858. pag. 139.
40. Douvillé, H., Sur l'âge des couches, traversées par le canal de Panama. Bull. de la Soc. géol. de France. Sér. 3. T. 26. 1898. pag. 587.
41. — Les foraminifères dans le tertiaire de Bornéo. Das. Sér. 4. T. 5. 1905. pag. 449.
42. Dumont d'Urville, M. J., Voyage de la corvette l'Astrolabe pendant les années 1826—29. Histoire du voyage. Paris 1833.
43. Elbert, Joh., Die Sundaexpedition des Vereins für Geographie und Statistik zu Frankfurt a. M. Bd. 1. Frankfurt 1911.
44. — Bd. 2. Frankfurt 1912.
45. — Die geologisch-morphologischen Verhältnisse der Insel Sumbawa. Sonderabdruck aus Bd. 2 der „Sundaexpedition", sep. paginiert. Frankfurt 1912.
46. — Austrasien und die Entwicklungsgeschichte der indoaustralischen Inselwelt vom Tertiär bis zur Gegenwart. Sonderabdruck aus Bd. 2 der „Sundaexpedition". Frankfurt 1912.
47. — Die wissenschaftlichen Ergebnisse der Sundaexpedition des Frankfurter Vereins für Geographie und Statistik. Vortrag gehalten in der Jubiläumssitzung am 17. Dez. 1911. Frankfurt 1912.
48. Fennema, R., Voorloopig verslag omtrent de geologische samenstelling van het zuidl. gedeelte van de Minnahassa etc. Jaarboek van Mijnweezen v. Nederl. O. Indie. 1897. Sonderabdruck davon in: Verslag der direktie der Mijnbouw-Maatschappij „Totok" over het 12. Boekjaar. Beil. A. Batavia 1909.
49. Frenzel, A., Mineralogisches aus dem Ostindischen Archipel. No. 8. Celebes. Tscherm. Mineral. Mitt. III. 1881. pag. 289.
50. Gallas, P. A., Bijdrage tot de kennis van het landschap Posso. Tijdschr. v. h. Kon. Ned. Aardr. Genootsch. Ser. 2. Bd. 17. 1900. pag. 801.
51. Ginkel, G. van, De landschappen Malili en Noeha in het NO van den Golf van Boni. Tijdschr. v. h. Kon. Ned. Aardr. Genootsch. Bd. 27. 1910. pag. 107.
52. Graafland, N., De Minahassa, haar verleden en haar tegenwoordige toestand. 1. Aufl. 1867; 2. Aufl. 1898. Haarlem.

53. Hart, C. van der, Reis rondom het eiland Celebes en naar eenige der Moluksche eilanden, gedaan in d. J. 1850. 's Gravenhage 1853.
54. Haug, M. E., Les géosynclinaux et les aires continentales. Bull. de la Soc. géol. de France. Sér. 3. T. 28. 1900. pag. 617.
55. Heringa, J., Onderzoek van het water van eenige bronnen en modderwellen uit de Minahassa. Naturk. Tijdschr. v. Nederl. Ind. Bd. 54 (9). III. 1895. pag. 93.
56. Hirschi, H., Lagerstätte von kristallisiertem Gold in einem Kalkmassiv zu Totok, NO.-Celebes. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1911. pag. 213.
57. Hoekstra, J. F., Het Possomeer. Tijdschr. v. h. Kon. Ned. Aardr. Genootsch. Ser. 2. Bd. 13. 1896. pag. 439.
58. Hoëvell, G. W. W. C. Baron van, Todjo, Posso en Saoesoe. Tijdschr. v. Ind. Taal-, Land- en Volkenkunde. Bd. 35. 1891. pag. 1.
59. — De Assistent Residentie Gorontalo etc. Tijdschr. v. h. Kon. Ned. Aardr. Genootsch. Ser. 2. Bd. 8. 1891. pag. 26.
60. — Korte beschrijving van het rijkje Mooeton (Bocht van Tomini). Das. Ser. 2. Bd. 9. 1892. pag. 349.
61. — Bijschrift bij de kaart van de Tominibocht. Das. Ser. 2. Bd. 10. 1893. pag. 64.
62. Hooze, J. A., Topografische, geologische, mineralogische en mijnbouwkundige beschrijving van en gedeelte der afdeeling Martapoera (SO.-Borneo). Jaarboek v. h. Mijnweezen in Nederl. O. Indië. Bd. 22. 1893. pag. 1.
63. Junghuhn, F., Java, seine Gestalt, Pflanzendecke und innere Bauart. Uebersetzt von J. K. Hasskarl. Leipzig 1852—54.
64. Keppel, H., The expedition to Borneo of H. M. S. Dido etc. With extracts from the journal of James Brooke Esq. of Sawarak. 3. ed. 2 Vol. London 1847.
65. Koorders, S. H., Verslag eener botanische dienstreis door de Minahassa tevens eerste oversicht der flora van N.O. Celebes uit een wetenschappelijk en praktisch oogpunkt. Mededeelingen van s'Lands Plantentuin. No. 19. Batavia. 's Gravenhage 1898.
66. Koperberg, M., Het meer „Danau" in Bolaäng Mongondo. Tijdschr. v. h. Kon. Ned. Aardr. Genootsch. Ser. 2. Bd. 16. 1899. pag. 589.
67. — Verslag an het geologisch en mijnbouwkundig onderzoek in de residentie Menado geduurende het jaar 1889. Jaarb. v. h. Mijnw. in Ned. O. Indië. Bd. 29. 1900. pag. 30. (Sumalata und Minahassa.)
68. Desgl. ged. h. jaar 1900. Das. Bd. 30. 1901. pag. 115. (Gorontalo, Mongondo, Una-Una, Ostcelebes.)
69. Desgl. ged. h. jaar 1901. Das. Bd. 31. 1902. pag. 147. (Buol, Bintauna, Molosipat, Paguat.)
70. Desgl. ged. h. jaar 1902. Das. Bd. 32. 1903. pag. 170. (Kaidipang, Pagujama, Buol, Paleleh.)
71. Desgl. ged. h. jaar 1901 u. 1903. Das. Bd. 34. 1905. pag. 152 (Buol) und pag. 172 (Paguat, Mauton, Tomini, Todjo, Mongondo).
72. Desgl. ged. h. jaar 1904. Das. Bd. 36. 1907. pag. 165. (Mongondo, Kwandang, Sumalata.)
73. — Aanteekeningen over het Sopoetangebergte in de Minahassa. Eerste gedeelte, Versl. v. d. vergad. d. wis- en naturk. afdeeling d. Kon. Akademie v. Wetenschappen, Amsterdam 24. Juni 1911. pag. 110 ff. Tweede gedeelte, das. 30. Sept. 1911. pag. 273 ff.
74. Kosmat, F., Geologische Mitteilungen aus dem Indo-Australischen Archipel. N. Jahrb. f. Min. 1906. Beil.-Bd. 22. I. pag. 385, II a. pag. 686.
75. — Geologie der Inseln Sokotra, Semha und Abd el Kûri. Denkschr. d. Kais. Akad. d. Wiss. Math.-phys. Kl. Bd. 71. 1. Hälfte. Wien 1907. pag. 1 ff.
76. Kotô, B., On the geologic structure of the Malayan Archipelago. The Journal of the College of Science. Imp. Univ. of Tokyo, Japan. Vol. 2. 1899. Part 2. pag. 83.
77. Kruijt, A. C., Meine tweede reis van Gorontalo naar Poso. Mededeel. v. w. het Nederl. Zend. Genootsch. Bd. 37. 1893. pag. 101.
78. — Naar het meer van Poso. Das. Bd. 38. 1894. pag. 1.
79. — Meine zweite Reise nach dem Possosee. Briefl. Mitteilungen an A. Wichmann. Peterm. Mitteil. 1896. pag. 162.
80. — Van Paloppo naar Posso. Mededeel. v. w. h. Ned. Zend. Genootsch. Bd. 42. 1898. pag. 1.
81. — De geologie van het Possomeer naar R. Fennema. Tijdschr. v. h. Kon. Ned. Aardr. Genootsch. Ser. 2. Bd. 15. 1898. pag. 53.
82. — De opsporing van het Lindoemeer op Celebes. Das. Ser. 2. Bd. 15. 1898. pag. 46.
83. — Het stroomgebied van de Tomasarevier. Das. Ser. 2. Bd. 16. 1899. pag. 593.
84. — De eerste tocht dwars door het noordoostelijk schiereiland van Celebes. Brief an A. Wichmann. Das. 1899. pag. 815.
85. — Het rijk Mori. Das. Ser. 2. Bd. 17. 1900. pag. 436.
86. — Het landschap Bada in Midden Celebes. Das. Ser. 2. Bd. 26. 1909. pag. 353.
87. Kükenthal, W., Forschungsreise in den Molukken und in Borneo. Frankfurt a. M. 1896.
88. Lapparent, A. de, Leçons de géographie physique. Paris 1896; 3. ed. 1907.
89. Launay, L. de, La géologie et les richesses minérales de l'Asie. Paris 1911.

18. Ahlburg, Joh., Ueber den geologischen Aufbau von Nordcelebes. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. 62. 1910. Mon.-Ber. pag. 191.
19. — Ueber den Vulkan Soputan in der Minahassa (Nordcelebes). Das. Bd. 62. 1910. Mon.-Ber. pag. 665.
20. — Nochmals der Vulkan Soputan in der Minahassa. Das. Bd. 63. 1911. Mon.-Ber. pag. 505.
21. — Zur Umrißform der Insel Celebes. Das. Bd. 63. 1911. Mon.-Ber. pag. 399.
22. Bakkers, J. A., Tanette en Barroe. Tijdschr. voor Indische Taal-, Land- en Volkenkunde. Bd. 12 (4). 1862. pag. 255.
23. — Het leenvorstendom Boni; met drie teekeningen van de belangrijkste punten tijdens den jongsten met dat rijk gevoerden oorlog. Das. Bd. 15 (5). I. 1866. pag. 1.
24. Basedow, H., Beiträge zur Geologie Australiens. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. 61. 1909. pag. 306.
25. Bleeker, P., Reis door de Minahassa en de Molukschen Archipel, gedaan in de maanden September en Oktober 1855. Batavia 1856. 2 Bde.
26. Böhm, G., Reisenotizen aus Ostasien. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. 52. 1900. pag. 554.
27. — Aus den Molukken. Das. Bd. 53. 1901. pag. 4—10; Bd. 54. 1902. pag. 78.
28. — Neues aus dem Indo-Australischen Archipel. N. Jahrb. f. Min. 1906. Beil.-Bd. 22. pag. 385—393.
29. Bosscher, C., en Matthijssen, P. A., Schetsen van de rijken van Tomboekoe en Banggai op de oostkust van Celebes. Tijdschr. v. Ind. Taal-, Land- en Volkenk. Bd. 2. 1854. pag. 63.
Brooke siehe Keppel, H.
30. Bücking, H., Beiträge zur Geologie von Celebes. Peterm. Mitt. Bd. 45. 1899. pag. 249 ff. und 273 ff.
31. — Leucitbasalt aus der Gegend von Pangkadjene in Südcelebes. Ber. d. Naturf. Ges. zu Freiburg i. Breisgau. Bd. 11. 1899. pag. 78.
32. — Cordierit von Nordcelebes und aus den sogenannten verglasten Sandsteinen Mitteldeutschlands. Ber. d. Senckenb. Naturf. Ges. Frankfurt. 1900. pag. 3.
33. — Zur Geologie der Minahassa. Peterm. Mitt. Bd. 46. 1900. pag. 46.
34. — Beiträge zur Geologie von Celebes. Sammlungen des Geol. Reichsmuseums in Leiden. Ser. 1. Beitr. z. Geologie Ostasiens etc. Bd. 7. 1902—1904. pag. 29 ff. Nachtrag das. pag. 221.
35. — Zur Geologie des nordöstlichen Indischen Archipels. Das. Ser. 1. Bd. 7. 1902—1904. pag. 231.
36. Carthaus, E., Beobachtungen auf Celebes und Sumatra. Briefl. Mitteilungen v. 24. Mai 1900. Samml. d. Geol. R. Mus. in Leiden. Ser. 1. Bd. 6. 1900—1902. pag. 246.
37. Clerq, F. S. A. de, Schets van het landschap Bolaäng-Mongondow. Tijdschr. v. h. Kon. Nederl. Aardrijksk. Genootsch. Ser. 1. Bd. 7. 1883. pag. 116.
38. Cool, H., en de Koning Kniff, J., Een mijnbouwkundig en geologisch ondersoekingsreis in Celebes. Tijdschr. v. h. Kon. Nederl. Aardrijksk. Genootsch. Bd. 27. 1910. pag. 112 ff.
39. Dijk, P. van, Bijdragen tot de geologische en mineralogische kennis van Nederlandsch Indië. XIX. Ower de waarde van eenige Nederlandsch Indische koolensoorten. Naturk. Tijdschr. voor Nederl. Indië. Bd. 15 (4). I. 1858. pag. 139.
40. Douvillé, H., Sur l'âge des couches, traversées par le canal de Panama. Bull. de la Soc. géol. de France. Sér. 3. T. 26. 1898. pag. 587.
41. — Les foraminifères dans le tertiaire de Bornéo. Das. Sér. 4. T. 5. 1905. pag. 449.
42. Dumont d'Urville, M. J., Voyage de la corvette l'Astrolabe pendant les années 1826—29. Histoire du voyage. Paris 1833.
43. Elbert, Joh., Die Sundaexpedition des Vereins für Geographie und Statistik zu Frankfurt a. M. Bd. 1. Frankfurt 1911.
44. — Bd. 2. Frankfurt 1912.
45. — Die geologisch-morphologischen Verhältnisse der Insel Sumbawa. Sonderabdruck aus Bd. 2 der „Sundaexpedition", sep. paginiert. Frankfurt 1912.
46. — Austrasien und die Entwicklungsgeschichte der indoaustralischen Inselwelt vom Tertiär bis zur Gegenwart. Sonderabdruck aus Bd. 2 der „Sundaexpedition". Frankfurt 1912.
47. — Die wissenschaftlichen Ergebnisse der Sundaexpedition des Frankfurter Vereins für Geographie und Statistik. Vortrag gehalten in der Jubiläumssitzung am 17. Dez. 1911. Frankfurt 1912.
48. Fennema, R., Voorloopig verslag omtrent de geologische samenstelling van het zuidl. gedeelte van de Minnahassa etc. Jaarboek van Mijnweezen v. Nederl. O. Indie. 1897. Sonderabdruck davon in: Verslag der direktie der Mijnbouw-Maatschappij „Totok" over het 12. Boekjaar. Beil. A. Batavia 1909.
49. Frenzel, A., Mineralogisches aus dem Ostindischen Archipel. No. 8. Celebes. Tscherm. Mineral. Mitt. III. 1881. pag. 289.
50. Gallas, P. A., Bijdrage tot de kennis van het landschap Posso. Tijdschr. v. h. Kon. Ned. Aardr. Genootsch. Ser. 2. Bd. 17. 1900. pag. 801.
51. Ginkel, G. van, De landschappen Malili en Noeha in het NO van den Golf van Boni. Tijdschr. v. h. Kon. Ned. Aardr. Genootsch. Bd. 27. 1910. pag. 107.
52. Graafland, N., De Minahassa, haar verleden en haar tegenwoordige toestand. 1. Aufl. 1867; 2. Aufl. 1898. Haarlem.

53. Hart, C. van der, Reis rondom het eiland Celebes en naar eenige der Moluksche eilanden, gedaan in d. J. 1850. 's Gravenhage 1853.
54. Haug, M. E., Les géosynclinaux et les aires continentales. Bull. de la Soc. géol. de France. Sér. 3. T. 28. 1900. pag. 617.
55. Heringa, J., Onderzoek van het water van eenige bronnen en modderwellen uit de Minahassa. Naturk. Tijdschr. v. Nederl. Ind. Bd. 54 (9). III. 1895. pag. 93.
56. Hirschi, H., Lagerstätte von kristallisiertem Gold in einem Kalkmassiv zu Totok, NO.-Celebes. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1911. pag. 213.
57. Hoekstra, J. F., Het Possomeer. Tijdschr. v. h. Kon. Ned. Aardr. Genootsch. Ser. 2. Bd. 13. 1896. pag. 439.
58. Hoëvell, G. W. W. C. Baron van, Todjo, Posso en Saoesoe. Tijdschr. v. Ind. Taal-, Land- en Volkenkunde. Bd. 35. 1891. pag. 1.
59. — De Assistent Residentie Gorontalo etc. Tijdschr. v. h. Kon. Ned. Aardr. Genootsch. Ser. 2. Bd. 8. 1891. pag. 26.
60. — Korte beschrijving van het rijkje Mooeton (Bocht van Tomini). Das. Ser. 2. Bd. 9. 1892. pag. 349.
61. — Bijschrift bij de kaart van de Tominibocht. Das. Ser. 2. Bd. 10. 1893. pag. 64.
62. Hooze, J. A., Topografische, geologische, mineralogische en mijnbouwkundige beschrijving van en gedeelte der afdeeling Martapoera (SO.-Borneo). Jaarboek v. h. Mijnweezen in Nederl. O. Indië. Bd. 22. 1893. pag. 1.
63. Junghuhn, F., Java, seine Gestalt, Pflanzendecke und innere Bauart. Uebersetzt von J. K. Hasskarl. Leipzig 1852—54.
64. Keppel, H., The expedition to Borneo of H. M. S. Dido etc. With extracts from the journal of James Brooke Esq. of Sawarak. 3. ed. 2 Vol. London 1847.
65. Koorders, S. H., Verslag eener botanische dienstreis door de Minahassa tevens eerste oversicht der flora van N.O. Celebes uit een wetenschappelijk en praktisch oogpunkt. Mededeelingen van s'Lands Plantentuin. No. 19. Batavia. 's Gravenhage 1898.
66. Koperberg, M., Het meer „Danau" in Bolaäng Mongondo. Tijdschr. v. h. Kon. Ned. Aardr. Genootsch. Ser. 2. Bd. 16. 1899. pag. 589.
67. — Verslag an het geologisch en mijnbouwkundig onderzoek in de residentie Menado geduurende het jaar 1889. Jaarb. v. h. Mijnw. in Ned. O. Indië. Bd. 29. 1900. pag. 30. (Sumalata und Minahassa.)
68. Desgl. ged. h. jaar 1900. Das. Bd. 30. 1901. pag. 115. (Gorontalo, Mongondo, Una-Una, Ostcelebes.)
69. Desgl. ged. h. jaar 1901. Das. Bd. 31. 1902. pag. 147. (Buol, Bintauna, Molosipat, Paguat.)
70. Desgl. ged. h. jaar 1902. Das. Bd. 32. 1903. pag. 170. (Kaidipang, Pagujama, Buol, Paleleh.)
71. Desgl. ged. h. jaar 1901 u. 1903. Das. Bd. 34. 1905. pag. 152 (Buol) und pag. 172 (Paguat, Mauton, Tomini, Todjo, Mongondo).
72. Desgl. ged. h. jaar 1904. Das. Bd. 36. 1907. pag. 165. (Mongondo, Kwandang, Sumalata.)
73. — Aanteekeningen over het Sopoetangebergte in de Minahassa. Eerste gedeelte, Versl. v. d. vergad. d. wis- en naturk. afdeeling d. Kon. Akademie v. Wetenschappen, Amsterdam 24. Juni 1911. pag. 110 ff. Tweede gedeelte, das. 30. Sept. 1911. pag. 273 ff.
74. Kosmat, F., Geologische Mitteilungen aus dem Indo-Australischen Archipel. N. Jahrb. f. Min. 1906. Beil.-Bd. 22. I. pag. 385, II a. pag. 686.
75. — Geologie der Inseln Sokotra, Semha und Abd el Kûri. Denkschr. d. Kais. Akad. d. Wiss. Math.-phys. Kl. Bd. 71. 1. Hälfte. Wien 1907. pag. 1 ff.
76. Kotô, B., On the geologic structure of the Malayan Archipelago. The Journal of the College of Science. Imp. Univ. of Tokyo, Japan. Vol. 2. 1899. Part 2. pag. 83.
77. Kruijt, A. C., Meine tweede reis van Gorontalo naar Poso. Mededeel. v. w. het Nederl. Zend. Genootsch. Bd. 37. 1893. pag. 101.
78. — Naar het meer van Poso. Das. Bd. 38. 1894. pag. 1.
79. — Meine zweite Reise nach dem Possosee. Briefl. Mitteilungen an A. Wichmann. Peterm. Mitteil. 1896. pag. 162.
80. — Van Paloppo naar Posso. Mededeel. v. w. h. Ned. Zend. Genootsch. Bd. 42. 1898. pag. 1.
81. — De geologie van het Possomeer naar R. Fennema. Tijdschr. v. h. Kon. Ned. Aardr. Genootsch. Ser. 2. Bd. 15. 1898. pag. 53.
82. — De opsporing van het Lindoemeer op Celebes. Das. Ser. 2. Bd. 15. 1898. pag. 46.
83. — Het stroomgebied van de Tomasarevier. Das. Ser. 2. Bd. 16. 1899. pag. 593.
84. — De eerste tocht dwars door het noordoostelijk schiereiland van Celebes. Brief an A. Wichmann. Das. 1899. pag. 815.
85. — Het rijk Mori. Das. Ser. 2. Bd. 17. 1900. pag. 436.
86. — Het landschap Bada in Midden Celebes. Das. Ser. 2. Bd. 26. 1909. pag. 353.
87. Kükenthal, W., Forschungsreise in den Molukken und in Borneo. Frankfurt a. M. 1896.
88. Lapparent, A. de, Leçons de géographie physique. Paris 1896; 3. ed. 1907.
89. Launay, L. de, La géologie et les richesses minérales de l'Asie. Paris 1911.

90. Man, J. G. de, Beschreibung einiger brachyuren Krebse aus den posttertiären Schichten der Minahassa (Celebes). Samml. des Geol. Reichs-Mus. in Leiden, herausg. v. K. Martin u. A. Wichmann. Ser. 1. Beiträge zur Geologie Ostasiens und Australiens. Bd. 7. 1902—04. pag. 254.
91. Martin, K., Paläontologische Ergebnisse der Tiefbohrungen auf Java, nebst allgemeinen Studien über das Tertiär von Java, Timor und einigen anderen Inseln. Das. Ser. 1. Bd. 3. 1883—1887.
92. — Die Tertiärschichten auf Java. Nach den Entdeckungen von F. Junghuhn. Leiden 1879—80.
93. — Ueber das Vorkommen einer Rudisten führenden Kreideformation im südöstlichen Borneo. Jaarb. v. h. Mijnw. i. Ned. O. Indië. Bd. 17. 1888. Wetensch. gedeelte. pag. 73. 1889. Bd. 18, 2. wetensch. ged. pag. 3 ff. Ferner in: Samml. d. Geol. Reichs-Mus. Leiden. Ser. 1. Bd. 4. 1884—89. pag. 117.
94. — Neues über das Tertiär von Java und die mesozoischen Schichten von Westborneo. Samml. Leiden. Ser. 1. Bd. 5. 1888—99. pag. 23. Ferner: Jaarb. v. h. Mijnw. i. Ned. O.I. Bd. 24. 1895. pag. 85.
95. — Versteinerungen der sog. alten Schieferformation von West-Borneo. Jaarb. v. h. Mijnw. i. Ned. O. Indië. Bd. 18. 1889. Teil 2. pag. 75 u. Samml. Leiden. Ser. 1. Bd. 4. 1884—89. pag. 198.
96. — Die Kei-Inseln und ihr Verhältnis zur australisch-asiatischen Grenzscheide, zugleich ein Beitrag zur Geologie von Timor und Celebes. Tijdschr. v. h. Kon. Ned. Aardr. Genootsch. Ser. 2. Bd. 7. 1890. pag. 241.
97. — Zur Geologie von Celebes, nach Anlaß des Wichmannschen Reiseberichtes. Das. Ser. 2. Bd. 8. 1891. pag. 180.
98. — Ueber Verbeek: over de geologie van Ambon. Das. Ser. 2. Bd. 16. 1899. pag. 655.
99. — Einteilung der Tertiärschichten auf Java. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 52. 1900. Mon.-Ber. pag. 2 u. Samml. Leiden. Ser. 1. Bd. 6. 1900—02. pag. 135.
100. — Bemerkungen über sogenannten Korallenkalk oder Karang. Centralbl. f. Min. 1911. No. 9. pag. 282.
101. Matthes, B. F., Verslag van een uitstopje naar de oosterdistrikten van Celebes, alsmede van verschillende tochten in die afdeeling, ondernomen van 25. Sept. tot 22. Dez. 1864. Jaarboekje Celebes, Makassar. 1865. pag. 113.
102. Meyer, A. B., Die Minahassa auf Celebes. Sammlung gemeinverständlicher wissenschaftlicher Vorträge, herausgeg. von R. Virchow und F. v. Holtzendorff. Ser. 2. Heft 262. 1876.
103. — Entgegnung gegen Prof. Dr. A. Wichmann. Peterm. Mitt. 1896. pag. 218.
104. Molengraaf, G. A. F., Ueber die Geologie der Umgebung von Sumalata auf Nordcelebes und über die dort vorkommenden goldführenden Erzgänge. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1902. pag. 249.
105. Musschenbrook, S. C. J. W. van, Toelichtingen behoorende bij de kaart van de bocht van Tomini of Gorontalo en aangrenzende landen. Tijdschr. v. h. Kon. Ned. Aardr. Genootsch. Bd. 4. 1880. pag. 93.
106. Niermeyer, J. F., De onderzeesche form van Celebes. Tijdschr. v. h. Kon. Ned. Aardr. Genoootsch. Ser. 2. Bd. 26. 1909. pag. 612. Mit einer Karte (taf. 11), zusammengestellt von C. Graandijk.
107. — Barrièreriffen en atollen in de Oost-Indiese Archipel. Das. Ser. 2. Bd. 28. 1911. pag. 877; Bd. 29. 1912. pag. 64, 225 und 623.
108. Oudemans, J. A. C., Verslag van de bepaling der geographische ligging van punten op of nabij de oostkust van Celebes, verrigt in den maanden Sept.-Dez. 1864. Natuurk. Tijdschr. v. Ned. Indië. Bd. 29. 1867. pag. 33.
109. Padt-Brugge, R., Beschrijving der zeden en gewoonten van de bewoners der Minahassa 1679. Bijdragen tot de Taal-, Land- en Volkenkunde van Nederl. Indië. Ser. 3. Bd. 1. 1866. pag. 304.
110. Reinwardt, C. G. C., Reis naar het oostelijk gedeelte van den Indischen Archipel in het jaar 1821. Uit zijne nagelaten aanteekeningen opgesteld, met een levensbericht en bijlagen vermeerderd door W. H. de Vriese. Amsterdam 1858.
111. Rettgers, J. W., Mikroskopisch onderzoek van gesteenten uit Nederlandsch Oost-Indië, collektie F. Gesteenten van Celebes en onderhoorigheden, ingezonden door den Controleur A. J. A. F. Eerdmans. Jaarb. v. h. Mijnw. i. Ned. O. Indië. Bd. 24. Wetensch. gedeelte. 1895. pag. 124.
112. — Mikroskopisch onderzoek eener verzameling gesteenten uit de afdeeling Martapoera, Zuider en Ooster-Afdeeling van Borneo. Das. Bd. 20. 1891. wetensch. ged. pag. 1 ff.; Bd. 24. 1895. wetensch. ged. pag. 78 ff.
113. Richthofen, F. Freiherr von, Ueber Mendoladolomit und Schlerndolomit. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 26. 1874. pag. 225.
114. — Geomorphologische Studien aus Ostasien. Sitzungsber. d. Kgl. Akad. d. Wiss. zu Berlin. I. 1900. pag. 888; II. 1901. pag. 782; III. 1902. pag. 944; IV. 1903. pag. 867.
115. — China. Bd. 5. Berlin, Dietrich Reimer, 1912.
116. Riedel, J. G. F., De landschappen Holontalo, Limoeto, Bone, Boalemo en Kattinggola, of Andagile. Tijdschr. voor Indische Taal-, Land- en Volkenkunde. Bd. 19 (6). I. 1870. pag. 46.
117. Rijn, A. P. van, Togt naar de Boven-Sadang. Tijdschr. v. h. Kon. Ned. Aardr. Genootsch. Ser. 2. Bd. 19. 1902. pag. 328.
118. Rinne, F., Skizzen zur Geologie der Minahassa in Nordcelebes. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. 52. 1900. pag. 327. (t. 12, 13.)
119. — Beitrag zur Petrographie der Minahassa in Nordcelebes. Sitzungsber. d. Kgl. Preuß. Akad. d. Wiss. Berlin. Bd. 24. 1900. pag. 474.
120. — Kasana, Kamari, eine Celebesfahrt. Hannover u. Leipzig 1900.

121. Rosenberg, C. B. H. van. Reistogten in de afdeeling Gorontalo. Amsterdam 1865.
122. — De bron Koemaloko in de Minahassa. Naturk. Tijdschr. voor Ned. Indië. Bd. 29. 1867. pag. 146.
123. — Der malayische Archipel, Land und Leute. Mit Vorwort von P. J. Veth. Leipzig 1878.
124. Ruffaer, G. P., Over het Sadangstroomgebied. Tijdschr. v. h. Kon. Ned. Aardr. Genootsch. Ser. 2. Bd. 26. 1909. pag. 841.
125. Sarasin, P. u. F., Entwurf einer geographisch-geologischen Beschreibung der Insel Celebes. Materialien zur Naturgeschichte der Insel Celebes. Bd. 4. Wiesbaden 1901.
126. — Ueber die geologische Geschichte der Insel Celebes auf Grund der Tierverbreitung. Das. Bd. 3.
127. — Reiseberichte aus Celebes. Zeitschr. f. Erdkunde. Berlin 1894—96.
128. — Reisen in Celebes. 2 Bde. Wiesbaden 1905.
129. — Zur Tektonik der Insel Celebes. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. 64. 1912. Mon.-Ber. pag. 226.
130. Schelle, C. J. van, Verslag van een onderzoek naar de waarde van bekende goudvindplatsen in de afdeeling Gorontalo. Jaarb. v. h. Mijnw. i. Ned. O. Indië. Bd. 18. 1889. I. gedeelte. pag. 39.
131. — Opmerkingen over de geologie van een gedeelte der afdeeling Gorontalo. Das. Bd. 18. 1889. II. gedeelte. pag. 115.
132. — Verslag over het voorkomen van goudvoerende aderen bij Sumalata (residentie Menado). Das. Bd. 18. 1889. I. gedeelte pag. 5.
133. Schepmann, M. M., Mollusken aus den posttertiären Schichten von Celebes (1907). Samml. Leiden. Ser. 1. Bd. 8. 1912. pag. 153.
134. Schmidt, C., Untersuchungen einiger Gesteinssuiten, gesammelt von P. und F. Sarasin. Anhang zu Bd. 4 der Beiträge zur Naturgeschichte der Insel Celebes. Wiesbaden 1901.
135. Schneider, Geologische Uebersicht über den Holländisch-Indischen Archipel. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. Bd. 26. 1876. pag 113 (mit t. 5 u. 6).
136. Schreuder, S., Onderzoekingen naar steenkool in de afdeeling Maros of Noorderdistrikten van het Gouvernement Celebes en onderhoorigheden. Natuurk. Tijdschr. v. Nederl. Indië. Bd. 7. 1854. pag. 388.
137. Schwarz, J. A. T., en de Lange, A., De langweg uit de Minahassa naar Boläang Mongondou. Mededeel. v. w. h. Nederl. Zend. Genootsch. Bd. 20. 1876. pag. 145.
138. Staff, H. von, Zum Problem der Entstehung der Umrißform der Insel Celebes. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. 63. 1911. Mon.-Ber. pag. 180.
139. Suess, E., Das Antlitz der Erde. Bd. 1. 2. Aufl. 1892; Bd. 2. 1897; Bd. 3. Teil 1. 1901; Teil 2. 1909. Wien u. Leipzig.
140. — Are great ocean depths permanent. Natural science. 1893. Vol. 2. No. 13.
141. Verbeek, R. D. M., Over de geologie van Ambon. Verh. d. Kgl. Ak. van Wetensch. 2. Sektie. Deel VI. No. 7. 1899.
142. — Vorloopig verslag over eene geologische reis door het oostelijke gedeelte v. d. Indischen Archipel in 1899. Batavia 1900.
143. — Geologische beschrijving van Ambon. Jaarb. v. h. Mijnw. i. Ned. O. Indië. Bd. 34. 1905. Wetensch. gedeelte.
144. — Molukken-Verslag. Das. Bd. 37. 1908. Wetensch. gedeelte.
145. — et Fennema, R., Description géologique de Java et Madoura. Mit Atlas. Amsterdam 1896.
146. Volz, W., Zur Geologie von Sumatra. Geol. u. Pal. Abh. herausgeg. von E. Koken. N. F. Bd. 6. Heft 2. pag. 190 ff.
147. Vosmaer, J. N., Korte beschrijving van het zuid-oostelijke schiereiland van Celebes in het bijzonder van de Vosmaer's Baai of van Kendari. Verrijkt met eenige berichten omtrent den stam der Orang Badjos en meer andere anteekeningen. Verhand. v. h. Batiaviasch Genootsch. van Kunsten en Wetensch. Bd. 17. 1839. pag. 63.
148. Wallace, A. R., The Malay archipelago. 7. ed. London 1880.
149. Wanner, J., Zur Geologie und Geographie von West Buru. N. Jahrb. f. Min. 1907. Beil.-Bd. 24. pag. 133.
150. — Triaspetrefakten der Molukken und des Timosarchipels. Das. 1907. Beil.-Bd. 24. pag. 161.
151. — Beiträge zur Geologie des Ostarmes der Insel Celebes. Das. 1910. Beil.-Bd. 29. pag. 739. Mit petrographischem Anhang von H. Bücking. pag. 775.
152. Wichmann, A., Bericht über eine in den Jahren 1888—1889 im Auftrage der Kgl. Niederländischen geographischen Gesellschaft ausgeführte Reise nach dem Indischen Archipel. I. Teil. Tijdschr. v. d. h. Kon. Ned. Aardr. Genootsch. Ser. 2. Bd. 7. 1890. pag. 907.
153. — III. Teil. Das. Bd. 8. 1892. pag. 161.
154. — Petrographische Studien über den Indischen Archipel. I. Leucitgesteine von der Insel Celebes. Natuurk. Tijdschr. v. Ned. Indië. Bd. 53. 1893. pag. 315. Ref. N. Jahrb. f. Min. 1893. Bd. 2. pag. 91.
155. — Desgl. II. Zur Geologie der Insel Saleyer. Das. Bd. 54. 1895. pag. 236.
156. — Die Binnenseen von Celebes. Peterm. Mitt. Bd. 39. 1893. pag. 225, 253. 277.
157. — Ueber Glaukophan-Epidot-Glimmerschiefer von Celebes. N. Jahrb. f. Min. 1893. Bd. 2. pag. 176.
158. — Bemerkungen zur Geologie des Possogebietes. Peterm. Mitt. Bd. 42. 1896. pag. 163.
159. — Zur Geologie der Minahassa. Das. Bd. 46. 1900. pag. 19.
160. — Ueber Bücking: Leucitbasalt aus der Gegend von Pangkadjene in Südcelebes. Tijdschr. v. h. Kon. Aardr. Genootsch. Ser. 2. Bd. 17. 1900. pag. 344.
161. — Der Vulkan der Insel Una Una (Nanguna) im Busen von Tomini (Celebes). Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. 54. 1902. pag. 144.

162. Wichmann, A., Ueber den Vulkan Soputan in der Minahassa. Das. Bd. 62. 1910. Mon.-Ber. pag. 589.
163. — Ueber die Ausbrüche des Soputan in der Minahassa. Das. Bd. 63. 1911. Mon.-Ber. pag. 228.
164. — Over de zoogenaamde atollen van den Oostindischen Archipel. Versl. Wis- en Natuurk. Afdeel. Kgl. Akad. van Wetensch. 1911—12. pag. 641. (Dass. englisch; das. 22. Februar 1912. pag. 698).
165. — Immanuel Kant und die Hebung der Korallenriffe. Centralbl. f. Min. 1912.
166. Wichmann, H. u. A., Der Possosee in Celebes. Nebst briefl. Mitteilungen von A. C. Kruijt. Peterm. Mitt. Bd. 42. 1896. pag. 160.
167. Wichmann, H., Ein Brief von A. C. Kruijt an P. und F. Sarasin. Das. Bd. 45. 1899. pag. 297.
168. Wilken, N. P., en Schwarz, J. A., Verhaal eener reis naar Bolaäng Mongondou. Mededeel. v. w. h. Ned. Zend. Genootsch. Bd. 11. 1867. pag. 1 u. 225.
169. Witkamp, H. Ph. Th., Kaart van Noord Celebes. 1 : 500 000. Amsterdam (J. H. de Bussy) 1898.
170. Overzichtskaart van het eiland Celebes, herausgeg. vom Topogr. Dienst zu Batavia. 1909. Maßstab 1 : 1 250 000.
171. Seekarten, herausgeg. vom Kgl. Niederl. Seedep. Straat van Makassar, Noord- en Zuidblad. Aufgenommen 1900—1901; Maßstab 1 : 500 000. Tominibucht, Bl. II u. III. Aufgen. 1904—1905. Maßst. 1 : 200 000.
172. Friedrichsen, M., Zerrung in der Erdkruste und deren Folgeerscheinungen. Peterm. Mitt. 1913. Heft 1. pag. 19.
173. Volz, W., Nordsumatra. II. Die Gajoländer. Berlin, Dietrich Reimer, 1912.
174. Ahlburg, Joh., Die neueren Fortschritte in der Erforschung der Goldlagerstätten Sibiriens. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1913. pag. 105 ff.
175. Penck, A., Morphologie der Erdoberfläche. Bd. 2. 1894.

Weitere Literaturangaben finden sich bei P. u. F. Sarasin, Materialien. Bd. 4. pag. 338. Ferner Jaarb. v. h. Mijnw. i. Ned. O. Indië. 1903. pag. 161 und früheren Jahrgängen.

# Inhalt.


Seite

Vorwort . . . . . 3
Einleitung . . . . . 5
I. Die Länder der inneren Tominibucht . . . . . 7
Die Landschaft Mauton . . . . . 7
Bolano . . . . . 15
Das Bergland von Tomini . . . . . 21
Ueber Erdbeben in der Tominibucht . . . . . 23
Die Umgebung von Palasa . . . . . 25
Das Gebirge von Tinombo . . . . . 26
Von Tinombo nach Kasimbar . . . . . 30
Die Inseldurchquerung von Kasimbar nach Tambu . . . . . 33
Von Kasimbar nach Parigi . . . . . 38
II. Der geologische Aufbau der Nordhalbinsel . . . . . 42
1. Die Küstenstrecke von Buol bis zur Palubucht . . . . . 42
2. Die Nordhalbinsel von Mauton bis Gorontalo . . . . . 46
Papajato-Randangangebiet . . . . . 47
Die Nordküste von Buol bis Kwandang . . . . . 49
Paleleh und Sumalata . . . . . 51
Die Durchquerung von Kwandang nach Gorontalo . . . . . 56
3. Die Limbottodepression und ihre Fortsetzung in das Pagujama- und Bonetal . . . . . 59
4. Die Malibagu-Sankubdepression in Bolang Mongondow . . . . . 68
5. Das Stromgebiet des Lombaginflusses . . . . . 72
6. Die Minahassa . . . . . 74
7. Totok . . . . . 84
Ueber das Alter der foraminiferenführenden Tertiärkalke auf Celebes . . . . . 91
III. Centralcelebes mit dem Ost-, Südost- und Südarm . . . . . 93
1. Der Südostarm . . . . . 93
Von Kolaka nach Kendari . . . . . 95
Die Ostküste und die sie umgebenden Inseln . . . . . 96

2. Das Wurzelstück des Ost- und Südostarmes und die Possosenke . . . . . 100
3. Der Ostarm . . . . . 106
Una Una . . . . . 107
Der Banggai- und Sulaarchipel . . . . . 109
4. Der westliche Teil von Zentralcelebes . . . . . 114
Die Palusenke und ihre Fortsetzung nach Süden . . . . . 114
Das Grenzgebiet zwischen Palu- und Possosenke . . . . . 117
Das Latimodjonggebirge . . . . . 120
Das Sadangstromgebiet . . . . . 122
5. Südcelebes . . . . . 127
Von Pare-Pare über Tempe zum Bone-Golf . . . . . 127
Die Ostseite des Südarmes und der Bantaëng . . . . . 131
Die Westseite des Südarmes und die Umgebung von Makassar . . . . . 133
Das Quellgebiet des Walanaë . . . . . 138
Rückblick . . . . . 139
Literatur . . . . . 165

Frommannsche Buchdruckerei (Hermann Pohle) in Jena — 4285

# Erklärung der Tafel I.

Fig. 1. Der Unterlauf des Sinapan innerhalb der Porphyritserie; links vom Bilde der Goldwaschplatz Pasampan; im Hintergrunde des Bildes das kristalline Mautongrenzgebirge.

Fig. 2. Eingeborenen-Rastplatz am Gurinta (Landschaft Mauton); Zone der Porphyritserie.

(Nach eigenen Aufnahmen des Verf.

Fig. 1.

Fig. 2.

Geolog. u. Palaeont. Abhandlungen, herausgegeben von E. Koken, N. F. Bd. XII (der ganzen Reihe Bd. XVI), Taf. I.
Verlag von **Gustav Fischer** in **Jena.**

# Erklärung der Tafel II.

Fig. 1. Blick auf das Nordufer des Sees Bolano Sawu (Westbecken); die Höhen bestehen aus zersetzter Andesitlava und deren Tuffen.

Fig. 2. Ansiedelung der „Orang Badjo“ an der Mündung des Bolanoflusses; rechts die aus Andesitlava bestehenden Küstenberge des Bolanoberglandes.

(Nach eigenen Aufnahmen des Verf.)

Fig. 1.

Fig. 2.

Geolog. u. Palaeont. Abhandlungen, herausgegeben von E. Koken, N. F. Bd. XII (der ganzen Reihe Bd. XVI), Taf. II.
Verlag von **Gustav Fischer** in **Jena.**

# Erklärung der Tafel III.

Fig. 1. Blick vom Signalberg bei Gorontalo nach N auf die Limbottoebene. Im Vordergrunde in der Mitte die Stadt Gorontalo, rechts der Bonefluß; im Hintergrunde die Ketten des Zentralgebirges (Kabilagebirge). Links außerhalb des Bildes liegt der Limbottosee.

Fig. 2. Blick vom Signalberg bei Gorontalo nach SO auf die Schlucht des Gorontaloflusses (Hafen von Gorontalo) und den Steilabbruch des östlichen Küstengebirges zur Tominisee.

(Nach eigenen Aufnahmen des Verf.)

Fig. 1.

Fig. 2.

Geolog. u. Palaeont. Abhandlungen, herausgegeben von E. Koken, N. F. Bd. XII (der ganzen Reihe Bd. XVI), Taf. III.
Verlag von **Gustav Fischer** in **Jena.**

# Erklärung der Tafel IV.

Fig. 1. Strandvegetation (Kakteen und Dracaenabäume) an der Granitsteilküste des Signalberges (Gunung Hulapa).

Fig. 2. Blick auf die Granitsteilküste des Gunung Hulapa westlich des Hafens von Gorontalo.

(Nach eigenen Aufnahmen des Verf.)

Fig. 1.

Fig. 2.

Geolog. u. Palaeont. Abhandlungen, herausgegeben von E. Koken, N. F. Bd. XII (der ganzen Reihe Bd. XVI), Taf. IV.
Verlag von **Gustav Fischer** in **Jena.**

# Erklärung der Tafel V.

Fig. 1. Blick vom Signalberg (Gunung Hulapa) bei Gorontalo nach S auf den Gunung Pohe (rechts) und die Tominisee.

Fig. 2. Blick vom Südhange des Signalberges nach W auf den Steilabsturz des Gunung Pohe. Im Vordergrunde gerundete Granitfelsen des Signalberges, im Hintergrunde die deutlich geschichteten, schwach nach S zur Tominisee geneigten Andesitstuffe des Gunung Pohe. An der Küste kommt unter dem Andesittuff der Granit wieder hervor.

(Nach eigenen Aufnahmen des Verf.)

Fig. 1.

Fig. 2.

Geolog. u. Paläont. Abhandlungen, herausgegeben von E. Koken, N. E. Bd. XII (der ganzen Reihe Bd. XVI), Taf. V.
Verlag von **Gustav Fischer** in **Jena.**

# Erklärung der Tafel VI.

Fig. 1. Blick auf den Limbottosee und die Limbottoebene nach O. Im Hintergrunde rechts das Ulumbutigebirge (Küstengebirge östlich von Gorontalo), links, zum Teil von Wolken verhüllt, das Kabilagebirge.

Fig. 2. Kampong Bulila am Ostufer des Limbottosees; im Hintergrunde das Küstengebirge von Gorontalo.

(Nach eigenen Aufnahmen des Verf.)

Fig. 1.

Fig. 2.

Geolog. u. Paläont. Abhandlungen, herausgegeben von E. Koken, N. F. Bd. XII (der ganzen Reihe Bd. XVI). Taf. VI.
Verlag von **Gustav Fischer** in **Jena.**

# Erklärung der Tafel VII.

Fig. 1. Der Wasserfall von Tonsealama (Tondanofluß) in der Minabassa.

Fig. 2. Blick von der Höhe der Straße Menado—Tomohon nach O auf den Klabat. Die Aufnahme ist kurz nach Sonnenaufgang gemacht und zeigt deutlich die aus der Silhouette des Kegels sich heraushebenden Parasiten der Nordseite.

(Nach eigenen Aufnahmen des Verf.)

Fig. 1.

Fig. 2.

Geolog. u. Paläont. Abhandlungen, herausgegeben von E. Koken, N. F. Bd. XII (der ganzen Reihe Bd. XVI), Taf. VII.
Verlag von **Gustav Fischer** in **Jena.**

# Erklärung der Tafel VIII.

Morphologie und Tektonik der Insel Celebes.

Fig. 1. Die untermeerische Form der Insel nach J. F. Niermeyer.

Fig. 2. Die tertiären Faltengebirge der Insel nach P. und F. Sarasin.

Fig. 3. Die tektonische Gliederung der Insel unter Voraussetzung eines von jungen Brüchen zertrümmerten alten Rumpfgebirges.

s

Versuc

rallelfalten.

Präcarbonisches G
All

Reihe Bd. XVI), Taf. VIII.

## Die unterseeische Form von Celebes

von J.F. Niermeyer (1909).

*Die einzelnen Kommalinien geben den tatsächlichen Verlauf der Gebirgsketten an. Die Höhen und Tiefen sind in Metern angegeben.*

Fig. 1.

## Darstellung des Kettengebirges auf Celebes

durch Pu.F. Sarasin (1901).

*Durch den Nord-Südarm laufen zwei äußere, durch den Ost-Südostarm zwei innere Parallelfalten. Die Falten gedacht durch eine Art Verbiegung in der Richtung der Pfeile.*

Fig. 2.

## Versuch einer tektonischen Analyse der Jnsel Celebes.

*Präcarbonisches Gebirge in SO-NW Richtung streichend. Alle jüngeren Bildungen sind weiß gelassen.* H-H *Bruchlinien*

Fig. 3.



Verlag von Gustav Fischer in Jena.

Photolith. d. geogr. lith. Anst. u. Steindr. v. C. L. Keller, Berlin S.

# Erklärung der Tafel IX.

Geologische Karte der Landschaft Mauton und der Gegend zwischen Kasimbar und Tambu (Tominibucht). Maßstab 1 : 400 000.

121°

Celebes See

Golf von Tomini

Bucht von Tambu

# Geologische Übersichtskarte
## der Landschaft Mauton und der Gegend zwischen Kasimbar u. Tambu (Tominibucht)

Maßstab 1:400000.

- q — Quartäre Strand- u. Flußbildungen
- qk — Quartäre Korallenkalke
- $A_1$ — Pleistocäne Laven u. Tuffe (Basalt, Andesit etc.) von Bolano
- $t_2$ — Kalkschiefer u. Korallenkalke (vermuthlich Jungtertiär)
- $t_1$ — Mitteltertiäre Schieferthone Nummulitenkalke
- cr — Globigerinen führende rothe Schieferthone u. Mergelkalke von Tinombo (vermuthlich cretaceisch)
- Br — Breccienstufe von Sumalata (Hornblende u. Augitporphyrbreccien von vermuthlich cretaceischem Alter)
- Py — Porphyrite u. Quarzporphyre (wahrscheinlich mit der Breccienstufe von Sumalata identisch u. cretaceischen Alters)
- pa — Quarzite, Grauwacken, phyllitische Thonschiefer (vermuthlich palaeozoischen Alters), Schichten von Tinombo
- Kpa — Massenkalkeinlagerungen in pa
- Schalsteineinlagerungen in pa
- Di — Dichte Diabase u. Diabasmandelsteine lagerförmig in s u. pa.
- Gn — Dioritische Ganggesteine in pa
- Ältere Porphyre gangförmig in pa
- Gp — Hornblendegranitit u. Granitporphyr in pa
- pa c — Contaktlich umgewandelte Thonschiefer u. Phyllite von Dungulu u. Tubulu.
- Gr — Granitit u. Aplit in pa u. Gl, Gn
- Hornblendereicher Granitit bezw. Diorit
- Basische Gänge im Granit von Tvabu
- Gl — Krystalline Schiefer (vermuthlich Muskovit-Glimmerschiefer u. Biotitgneiss des Maulangrenzgebirges).
- Quarzglimmerschiefer
- K — Linsen von krystallinem Kalk in Gl.
- Graphitglimmerschiefer
- Grünschiefer (Chloritschiefer, geschieferte Diabase, Hornblende-Strahlsteinschiefer etc).
- Cu ✕ Au — Alte Kupfer- u. Goldgrubenbaue

Geolog. u. Palaeont. Abhandlungen, herausgegeben von E. Koken, N. F. Bd. XII (der ganzen Reihe Bd. XVI), Taf. IX.

Verlag von Gustav Fischer in Jena

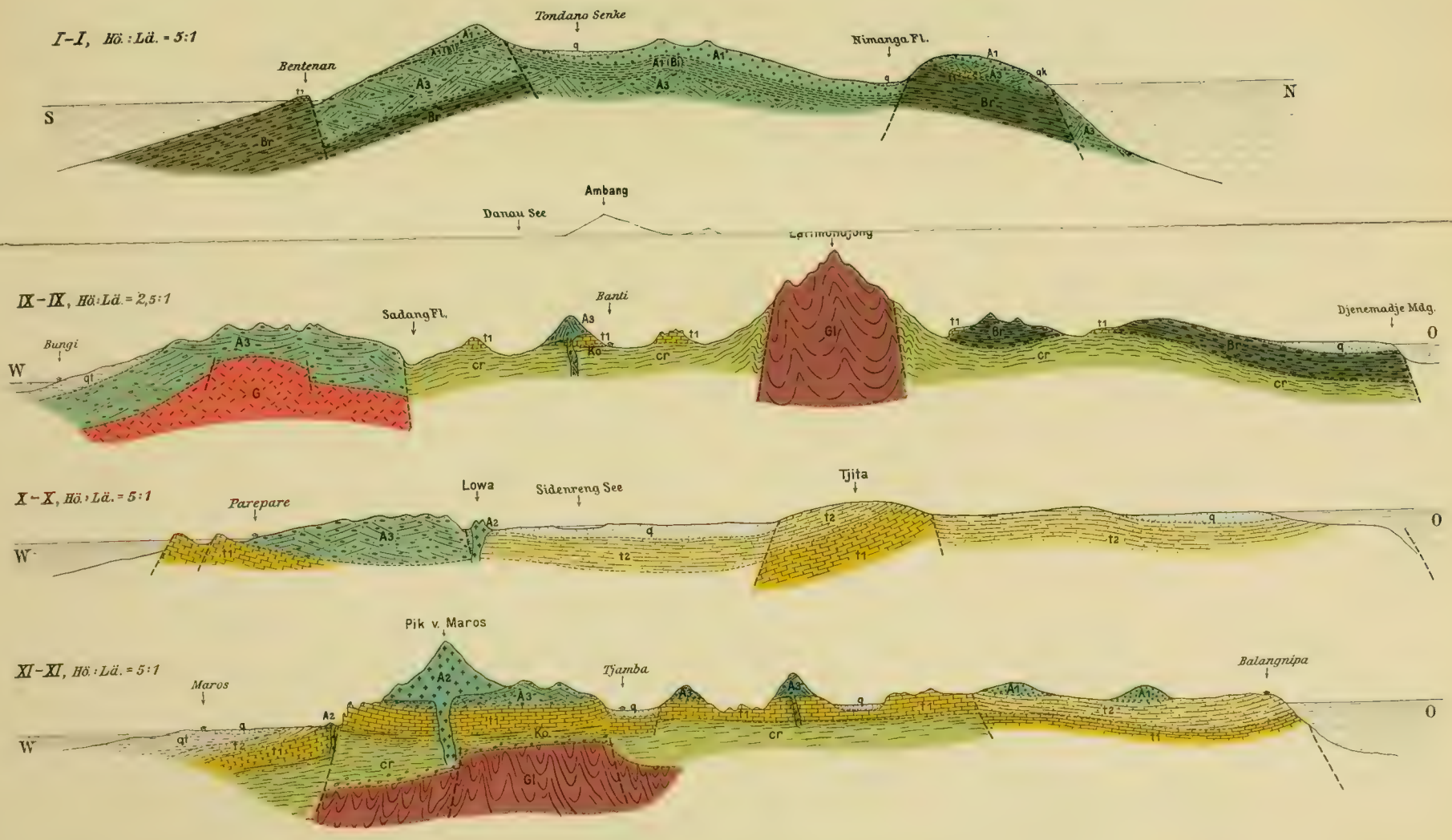
Phototh. d. geogr. Inst. Anst. u. Steindr. v. C. L. Keller, Berlin S.

# Erklärung der Tafel X.

11 Porfile durch den Nord- und Südarm der Insel Celebes. Maßstab 1 : 500 000.

# Profilskizzen durch Nord- und Südcelebes.

Längen-Maßstab 1:500000.

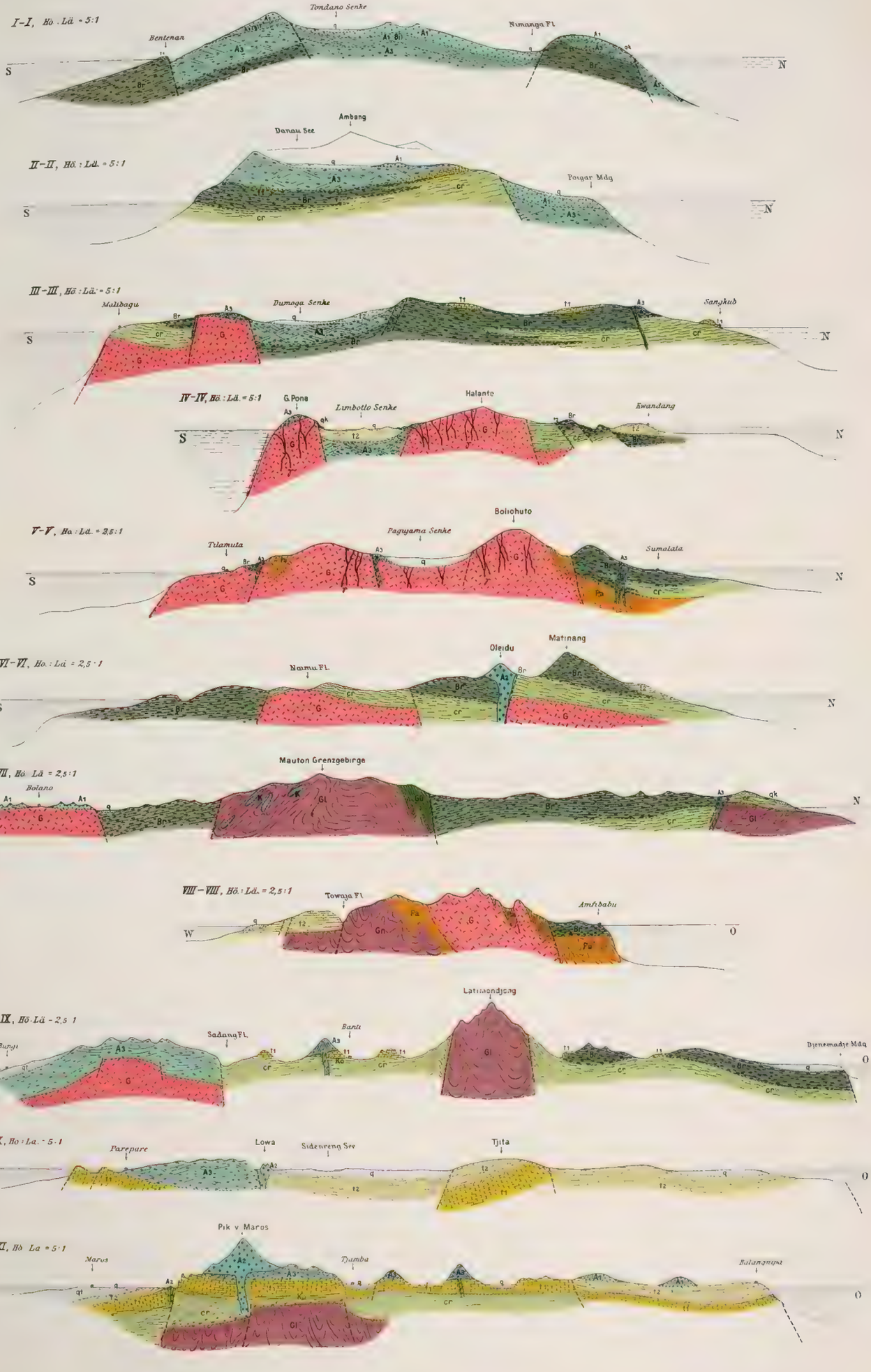



Geolog. u. Palaeont. Abhandlungen, herausgegeben von E. Koken, N. F. Bd. XII (der ganzen Reihe Bd. XVI), Taf. X.

Verlag von Gustav Fischer in Jena.

# Profilskizzen durch Nord- und Südcelebes.

Längen-Maßstab 1:500000






Verlag von Gustav Fischer in Jena

# Erklärung der Tafel XI.

Versuch einer geologischen Darstellung der Insel Celebes. Maßstab 1 : 1 500 000.

124° 125° 2°

S E E

Talisse A3 Bangka A3 Cap Bohoi Cap Puisan Manterawu qk A1 Menadotuwa A1 qk A3 A1 B. v. Menado Tanawangko Klabat 2018 Lembe A3 Kema Tomohon Tondano B. v. A

Tukang Besi

| | |
|---|---|
| q | Quartäre Tal- und Strandaufschüttungen. (qt = Tuffsande von Maros) |
| qk | Junge Korallenkalke (Karangs), vorwiegend quartär, z.T. vielleicht auch mit t2 gleichaltrig und pliocän. |
| t2 | Jungtertiäre Conglomerate, Sandsteine, Mergel, Tone, z.T. mit Braunkohlenflözen, (jungmiocän, pliocän, z.T. wohl auch quartär und mit qk gleichaltrig). |
| t1 | Alttertiäre Foraminiferen- und Korallenkalke (eocän, oligocän u. z.T. vielleicht altmiocän); darunter Sandsteine mit Steinkohlenflözen von Südcelebes. (Ko) |
| A1 | Recente und pleistocäne Ergußgesteine und deren Tuffe (vorwiegend Dacite, Augitandecite, Feldspatbasalte). |
| A2 | Leucit- und Nephelingesteine (Leucitbasalt, Leucittephrit, Phonolith etc von Süd- Central- und Nordcelebes), wahrscheinlich pliocän |
| A3 | Andesite und Andesitconglomerate sowie Tuffe (vorwiegend Hornblendeandesit) auf Nordcelebes, nach Fennema, Koperberg, Verbeek der altmiocänen Breccienstufe auf Java gleichaltrig, Goldbringer der meisten Lagerstätten auf Nordcelebes. |
| Sumalata Stufe: cr | Grauwacken, Sandsteine, Kalkmergel, z.T. Foraminiferen führend, Radiolarien führende Hornsteine u. Kieselkalke, vermutlich obercretaceisch; Obapiconglomerat, rote Globigerinenschiefer von Tinombo, Rotton (P. u. F. Sarasins z.T. etc). |
| Sumalata Stufe: Br | Porphyritbreccien und zugehörige Decken (Quarzporphyrite, Hornblende- und Augitporphyrite, Diabase), (Wubudu-Eruptivbreccie von Sumalata), ungefähr gleichaltrig cr; Träger von Bleiglanz- und Kupferkiesgängen. |
| jc | Jura-Kreidegrenzschichten der Molukken (auf Taliabo u. Mangoli). |
| j | Juraschichten daselbst. |
| Tinombo Stufe: pa | Tonschiefer, Grauwacken, Quarzite von Tinombo etc, vermutlich paläozoisch. |
| Tinombo Stufe: Kpa | Kalkeinlagerungen darin. |
| Tinombo Stufe: Di | Diabas und Schalsteineinlagerungen darin. |
| G | Granit und Granitit, intrusiv in den paläozoischen Schiefern, z.T. auch in den krystallinen Schiefern. (γ = basische Gänge in G) |
| Gp | Granitporphyr, meist Hornblende führend, intrusiv in pa. |
| Gh | Hornblendegranite, Quarzdiorite, Diorite mit dem paläozoischen Granit vergesellschaftet. |
| Gl, Gn | Krystalline Schiefer (Gneis, Glimmerschiefer, Glimmerquarzite, Granatglimmerschiefer, Graphitglimmerschiefer etc). |
| Gü | Basische Gesteine (Peridotite, Hornblendeschiefer, Chloritschiefer etc) z.T. als Einlagerungen in Gn u. Gl. |
| K | Krystalliner Kalk, linsenförmige Einlagerungen in Gn u. Gl. |
| | Bruchlinien. |
| | Warme Quellen. Erzgänge. |

5° 6°

124° 125°

Photolith. d. geogr. lith. Anst. u. Steindr. v. C. L. Keller, Berlin S.

GEOLOGISCHE UND PALÆONTOLOGISCHE ABHANDLUNGEN

HERAUSGEGEBEN VON

J. F. POMPECKJ UND FR. FREIH. VON HUENE

NEUE FOLGE BAND 12. (DER GANZEN REIHE BAND 16.) HEFT 2

# BEITRÄGE ZUR KENNTNIS DES MITTLEREN MUSCHELKALKS UND DES UNTEREN TROCHITENKALKS AM ÖSTLICHEN SCHWARZWALDRAND

VON

VICTOR HOHENSTEIN

MIT 8 TAFELN UND 12 TEXTFIGUREN

JENA
VERLAG VON GUSTAV FISCHER
1913

Alle Rechte vorbehalten.

# Beiträge zur Kenntnis des Mittleren Muschelkalks und des unteren Trochitenkalks am östlichen Schwarzwaldrand.

Von

**Victor Hohenstein.**

Mit dem allgemeinen Fortschreiten der geologischen Forschung hat auch der Mittlere Muschelkalk Schritt gehalten. An verschiedenen Punkten des germanischen Triasbeckens konnten nach und nach recht interessante Faunen festgestellt werden, die das längere Zeit geltende Dogma von der völligen Verarmung des Mittleren Muschelkalkes immer mehr zurückdrängten. Auch die Stratigraphie des Mittleren Muschelkalks hat durch die rastlos weiterschreitenden Spezialkartierungen wertvolle Bereicherungen erfahren. In Württemberg war schon frühzeitig die Stratigraphie des Mittleren Muschelkalks bekannt, und bereits 1826[1]) hat uns der damalige Salinenverwalter von Friedrichshall, Friedrich v. Alberti, der Altmeister der Trias, eine treffliche Darstellung der später von ihm Anhydritgruppe[2]) genannten Gebilde gegeben, die heute noch in ihren wesentlichen Zügen mustergültig ist und keineswegs, wie viele Arbeiten aus diesen Zeiten, veraltet ist. Ein Glück für die Wissenschaft wie für das Land, daß Schwaben einen so genialen Mann besaß, als es sich darum handelte, die reichen Steinsalzvorräte zu erschließen. Das wertvolle wissenschaftliche Material, das sich bei den zahlreichen Bohrungen, wie beim Abteufen der Schächte ergab, hätte ebenso gut keine Bearbeitung finden können, wie das bei technischen Unternehmungen so häufig der Fall ist, wo noch möglichst alle Ergebnisse aus bekannten Gründen geheim gehalten werden sollen. So hat sich Friedrich v. Alberti große Verdienste nicht nur um den Mittleren Muschelkalk, sondern auch um die ganze Trias erworben. Seine auf exakten Beobachtungen beruhenden Arbeiten sind von dauerndem Werte, und man ist erstaunt über den reichen Stoff, der hier bereits zusammengetragen und verarbeitet ist. Längere Zeit blieb die weitere Kenntnis des Mittleren Muschelkalks auf die Begleitworte zur Geognostischen Spezialkarte von Württemberg beschränkt, bis das Einbrechen von Tiefenwassern in den Grubenbau Friedrichshall zum Verlust

1) Fr. v. Alberti, Die Gebirge des Königreichs Württemberg. 1826. pag. 54—77.

2) Fr. v. Alberti, Ueberblick über die Trias. 1864. pag. 7. — In seinem früheren Werke: „Beitrag zu einer Monographie des bunten Sandsteins, Muschelkalks und Keupers". 1834. pag. 59. faßt er diese Gebilde in der Gruppe des Anhydrits zusammen. Jetzt ist der Ausdruck Mittlerer Muschelkalk gebräuchlicher geworden.

desselben führte und damit den Stein ins Rollen brachte. K. Endriss[1]) hat in einer im Jahre 1898 erschienenen Arbeit eine Lösung der Steinsalzfrage versucht, insbesondere in bezug auf deren hydrologische Verhältnisse. Das wichtigste Ergebnis dieser Untersuchungen ist, daß das Steinsalzlager an verschiedenen Stellen nicht mehr in seiner ursprünglichen Form vorliege, sondern mehr oder weniger durch Tiefenwasser beeinflußt sei. Eingehend haben sich auch Branca[2]) und O. M. Reis[3]) mit dieser Frage beschäftigt. Diese sind zu entgegengesetzten Anschauungen gekommen und nehmen eine ursprüngliche Tektonik des Steinsalzlagers an.

Durch die neue geologische Landesaufnahme im Maßstabe 1:25000 hat die Kenntnis des Mittleren Muschelkalks eine wertvolle Bereicherung erfahren. Wichtig ist vor allem der Nachweis einer Fauna in Hornsteinen auf Blatt Freudenstadt und Altensteig durch M. Schmidt[4]). Neu ist diese Fossilführung für den Schwarzwaldrand allerdings nicht, indem Platz bereits 1872 eine kleine Fauna aus Hornsteinen des Pfinztales (nördlicher Schwarzwaldrand) bekannt machte.

Ich habe im folgenden versucht, einen Beitrag zur Kenntnis des Mittleren Muschelkalks und des unteren Trochitenkalks am östlichen Schwarzwaldrand (Durlach—Pforzheim—Weilderstadt—Nagold—Freudenstadt—Rottweil—Villingen—Donaueschingen) zu liefern. Neben Untersuchungen über die Stratigraphie und Bildungsgeschichte nimmt einen großen Teil der nachfolgenden Ausführungen die Beschreibung einer Fauna ein, die nunmehr die reichhaltigste aus diesen Schichten genannt werden kann.

Vorliegende Arbeit wurde im Geologisch-mineralogischen Institut der Universität Tübingen ausgeführt. Die Anregung dazu verdanke ich meinem hochverehrten, leider viel zu früh verstorbenen Lehrer, Herrn Prof. Dr. E. v. Koken, dem ich für das meinen Untersuchungen gewidmete Interesse wie für die vielfache liebenswürdige Unterstützung zu großem Dank verpflichtet bin.

Weiterhin ist es mir auch an dieser Stelle eine angenehme Pflicht, Herrn Privatdozent Dr. R. Lang für die mannigfache Förderung meiner Untersuchungen herzlichst zu danken. Besonderen Dank schulde ich noch Herrn Professor Dr. Freiherr v. Huene für manchen wertvollen Rat bei Herstellung der Zeichnungen wie auch für die Besorgung der Drucklegung.

Das Material zu vorliegender Arbeit, so insbesondere die reichhaltige Fauna wurde vom Verfasser durchweg selbst gesammelt. Dünnschliffe der untersuchten Gesteine wurden zum Zweck einer raschen Orientierung von mir selbst hergestellt; für genaue Untersuchungen ließ ich mir dieselben von der Firma Voigt & Hochgesang in Göttingen herstellen.

Die Tafeln I—IV [XII—XV] sowie die Textfiguren 3—12 sind von Herrn Universitätszeichner H. Dettelbacher in Tübingen gezeichnet.

Die mikrophotographischen Aufnahmen der Tafeln V—VIII [XVI—XIX] wurden im Geologisch-mineralogischen Institut der Universität Tübingen unter Beihilfe von Herrn Privatdozent Dr. R. Lang vom Verfasser hergestellt.

1) Die Steinsalzformation im Mittleren Muschelkalk Württembergs. Stuttgart, A. Zimmers Verlag (Ernst Mohrmann), 1898.

2) Das Salzlager bei Kochendorf am Kocher und die Frage seiner Bedrohung durch Wasser. Jahresh. d. Vereins f. vaterl. Naturkunde in Württemberg. 1899.

3) Das Salzlager des mittleren Muschelkalks am Neckar. Zeitschrift f. prakt. Geologie. 1899.

4) Vgl. auch: Mitteilung über einige kleinere Funde aus dem östlichen Schwarzwald. Bericht über die Vers. d. Oberrh. geol. Vereins. 1905.

# A. Stratigraphischer Teil.

## Stratigraphie des Mittleren Muschelkalks in Württemberg.

Im allgemeinen kann man im Mittleren Muschelkalk Deutschlands zwei Unterabteilungen unterscheiden:

1) Eine untere Abteilung,
   bestehend aus Steinsalz, Anhydrit und Gips.
   Untergeordnet sind Dolomite, Mergel und Tone, in beliebigen Horizonten eingelagert.
2) Eine weniger mächtige obere Abteilung,
   die vorwiegend durch Dolomite (Zellendolomite), Kalke, Hornsteine, Mergel und Tone charakterisiert ist.

Im Ausgehenden läßt sich diese Einteilung nicht mehr durchführen, da die untere, vorwiegend aus leicht löslichen Gesteinen bestehende Abteilung bereits zum größten Teil ausgewaschen ist, bis sie ins Niveau der Erdoberfläche rückt. Steinsalz ist nicht mehr oder doch nur in Spuren[1]) nachweisbar. Der Gips ist uns selten noch in zusammenhängenden Lagern bekannt; meist sind es nur noch mehr oder weniger große Linsen oder Stöcke, die von der einst mächtigen Abteilung übrig geblieben sind. In weitaus den meisten Fällen ist überhaupt kein Gips mehr im Ausgehenden vorhanden und vielleicht nur noch im Innern größerer Massive, wo die Sickerwasser nicht mehr so intensiv wirken können, durch Tiefbohrung anzutreffen.

Mächtigkeit:

Aus den vorhergehenden Betrachtungen ist leicht ersichtlich, daß die Mächtigkeit des Mittleren Muschelkalks großen Schwankungen unterworfen ist. Je nach dem Fehlen oder Vorhandensein der salinischen Ablagerungen kann dieselbe sehr verschieden sein und sich zwischen 25—30 m im Minimum und 100 m im Maximum bewegen. A. Sauer gibt in den Erläuterungen zu Blatt Dürrheim der geologischen Spezialkarte von Baden 1901 die geringste Mächtigkeit im Ausgehenden zu 25—30 m, die größte durch Bohrungen aus den 90er Jahren ermittelte Mächtigkeit zu 91 m an. Nach früheren Bohrungen, die von Vogelgesang veröffentlicht wurden, würde sie 120—130 m betragen. Doch sind diese, mit dem Schlagmeißel ausgeführten Bohrungen nach A. Sauer entschieden zu hoch, da man bei dieser Methode aus dem Bohrmehl keine Schlüsse mehr ziehen kann, ob man Mittleren Muschelkalk oder Trochitenkalk vor sich hat.

Aehnliche Verhältnisse in der Mächtigkeit kennen wir auch aus anderen Gebieten. Auf Blatt Saargemünd der elsaß-lothringischen geologischen Spezialkarte beträgt sie im Minimum 50 m, im Maximum 100 m; ebenso in Luxemburg, nicht weit von der Muschelkalkküste. Auch aus anderen Formationen liegen entsprechende Beobachtungen vor. Im Bohrloch von Kaiseroda, unweit Salzungen (SW-Abhang des Thüringerwaldes), betrug die Mächtigkeit des Zechsteins 322 m gegen eine Oberflächenmächtigkeit von 76 m[2]). Hier wie im Mittleren Muschelkalk erklären sich diese großen Unterschiede aus der tiefgehenden Auslaugung der betreffenden Schichten, von der in

1) Z. B. in den Gipsbrüchen von Haßmersheim u. a. O. in schwachen Trümmern und Körnern. v. Alberti, Geb. des Kgr. Württemberg. pag. 60. Siehe auch K. Endriss, Steinsalzformation etc. pag. 36.

2) E. Kayser, Formationskunde. 3. Aufl. pag. 277.

erster Linie das Salzlager, in zweiter Linie der Anhydrit bzw. Gips betroffen wurden. Zweifelsohne sind unsere Steinsalzvorkommen nicht mehr in dem Umfang vorhanden, den sie ursprünglich besaßen. Die starke Auslaugung äußert sich in zahlreichen Erdfällen und Einsturztrichtern, im wechselnden Einfallen der Schichten an Berglehnen, sowie in Faltungen der Hangendschichten.

Wir hätten also sozusagen zwei verschiedene Ausbildungsformen im Mittleren Muschelkalk zu unterscheiden:

1) Unter Tag in meist primärer Erhaltung mit Grundanhydrit—Steinsalz—Anhydrit—dolomitischer Hauptregion. Mittlere Mächtigkeit 80—90 m.
2) Im Ausgehenden: mit mehr oder weniger starker Auslaugung, wobei Steinsalz meist vollständig weggeführt und allenfalls noch Gips, aber auch dieser nur noch in Resten vorhanden ist. Dolomitische Hauptregion. Mittlere Mächtigkeit 30 m.

Mit der ersten Ausbildungsform haben sich Branca, K. Endriss, E. Fraas, Miller, O. M. Reis u. a. eingehend beschäftigt.

Hier soll der anstehende Mittlere Muschelkalk eine eingehendere Bearbeitung finden.

## Aufbau unter Tag[1]).

K. Endriss[2]) gliedert den Mittleren Muschelkalk Württembergs von unten nach oben in Grundanhydrit—Steinsalz—Zwischenbildungen—Hauptanhydrit—dolomitische Hauptregion. Ich werde im folgenden in Anlehnung an Endriss[3]) eine kurze Charakterisierung der betreffenden Schichten geben, insbesondere in bezug auf die Führung relativ schwerer löslicher Gesteine wie Dolomit, Kalk, Ton und Mergel, da diese Gesteine bei der nachher zu behandelnden Stratigraphie des ausgehenden Mittleren Muschelkalks von einiger Bedeutung sind. Für eingehende Studien dieser Abteilungen verweise ich auf die grundlegenden Arbeiten von Endriss, Branca und O. M. Reis. Zur raschen Orientierung gebe ich ein Profil des Salzwerks Heilbronn nach Endriss[4]) und Branca[5]).

Profil Salzwerk Heilbronn.

| Endriss | m | m | Branca |
|---|---|---|---|
| Dolomitische Hauptregion | 11 | 11 | Obere dolomitische Region |
| Anhydritische Hauptregion | 31 | 39,5 | Anhydrit-(Gips, Ton)Region |
| Zwischenbildungen | 8,5 | | |
| Steinsalz | 40,5 | 40,5 | Salzlager |
| Grundanhydrit | 6 | 2 | Anhydrit |

Ueber den durch das ganze germanische Muschelkalkgebiet verbreiteten Schichten mit *Myophoria orbicularis*, die zu oberst in der Gegend von Freudenstadt[6]) aus gelblich-rauchgrauen, eben-

1) Referat über die verschiedenen Arbeiten.
2) Die Steinsalzformation im Mittleren Muschelkalk Württembergs. 1898.
3) Ich folge hier Endriss aus dem Grunde, weil in dessen Arbeit sich exakte stratigraphische Angaben über die vorkommenden Gesteine finden.
4) l. c. pag. 38—40 sowie t. 1.
5) Jahresh. d. Vereins f. vaterl. Naturk. in Württemberg. 1899. pag. 137.
6) M. Schmidt, Das Wellengebirge der Gegend von Freudenstadt. 1907. pag. 62.

plattigen tonigen erdig brechenden Dolomiten bestehen, setzt der Mittlere Muschelkalk mit dem Grundanhydrit ein. Zu unterst die nie fehlenden liegenden Dolomite oder auch bituminöse Kalke, die teils mit Mergeln, teils mit Tonen wechsellagern. Darüber als Liegendes des Steinsalzlagers Anhydrit oder Gips mit Ton. Die Grenze gegen den Unteren Muschelkalk ist stellenweise unscharf, weshalb auch die Mächtigkeit (zwischen 2—9 m schwankend) nicht genau angegeben werden kann.

Ueber dem Grundanhydrit liegt das Steinsalzlager, dessen Mächtigkeit im Mittel 15—20 m beträgt und zwischen 0 und 40,5 m (Salzwerk Heilbronn mit maximaler Mächtigkeit im Mittleren Muschelkalk Württembergs) schwanken kann. Die verschiedene Mächtigkeit führt Endriss auf eine Reduktion des Salzlagers durch sekundäre Auflösung zurück. Nach seiner Ansicht ist infolge der hohen Mächtigkeit des Salzlagers und der geringeren Ausbildung der „Zwischenschichten" das Gebiet des Grubenbaus Heilbronn am wenigsten sekundär beeinflußt. Seinen hauptsächlichsten Beweis für sekundäre Tektonik erblickt Endriss in dem Grubenbau von Wilhelmsglück[1]), wo fast steil begrenzte Salzmassen seitlich von einer von ihm als Breccie bezeichneten Masse begleitet werden. Diese Breccie ist nach Endriss eine Neubildung (postlithogen, und nicht ein triadisches Ablagerungsprodukt, wie Branca annimmt), entstanden durch Nachsturz von Hangendschichten in die Auslaugungshohlräume[2]). Im Gegensatz dazu erblicken Branca und O. M. Reis in der Einwirkung von süßem und mit Salz ungesättigtem Wasser einen großen Einfluß auf die primäre Gestaltung des nun verschieden mächtigen Salzlagers. Das Salzlager wurde gleich nach seiner Bildung an manchen Stellen wieder abgetragen und oft seitlich scharf begrenzt. Dadurch erklären sich auch die verschiedenen Mächtigkeiten und das bisweilen beobachtete linsenförmige Vorkommen. Für diese Ansicht spricht auch das schichtweise Zusammenvorkommen von Gips und Steinsalz, das höchstwahrscheinlich durch einen häufigen Wechsel von Verdünnung und Verdickung der Sole (trockenere und feuchtere Perioden) bedingt ist[3]). Einen natürlichen Schutz erfährt das Steinsalzlager durch die Umkapselung von Anhydrit, der alle Sprünge wieder zuzuheilen vermag.

Das Steinsalzlager ist durch feine Interpositionen von Ton und Anhydrit verunreinigt. Stellenweise treten akzessorische Ton- und Mergelnester oder auch Karbonate mitunter recht häufig auf.

Ueber dem Steinsalzlager folgt das reichgegliederte System der anhydritisch-salinischen Zwischenbildungen (Endriss), das durch reichliche Wechsellagerung vorwiegend anhydritisch-toniger Schichten über dem Steinsalzlager charakterisiert ist. Diese fein geschichteten Lagen haben von seiten anderer Geologen eine verschiedene Deutung erfahren. Branca[4]) zieht dieselben zur Anhydritregion, O. M. Reis gliedert sie den hangenden und liegenden Schichten an und bezeichnet den unteren Teil als „hangenden Anhydrit" des Steinsalzlagers. Während Endriss diese Gebilde für sekundäre Bildungen, entstanden im Zusammenhang mit der Auflösung des Steinsalzlagers erklärt, sprechen sich O. M. Reis und Branca für primäre Entstehung aus.

Tonige Beimengungen sind häufig. Nicht selten finden sich dolomitisch-kalkige Bänke dem Anhydrit eingelagert. Die Mächtigkeit gibt Endriss zu 10—20 m an.

Darüber lagert die 30—50 m mächtige, vorwiegend durch Gips und Anhydrit charakterisierte

1) Endriss, l. c. pag. 34.
2) Endriss, Jahresh. d. Vereins f. vaterl. Naturk. in Württemberg. 1899. pag. 458.
3) Branca, Ebenda. pag. 178, 185—187, 215, 225—226 etc.
4) Ebenda pag. 137.

anhydritische Hauptregion (Zwischenbildungen + anhydritische Hauptregion Endriss = Anhydrit-[Gips, Ton]Region Branca). S. Profil Salzwerk Heilbronn S. 6 [178].

Sehr häufig stellen sich Tone und Mergel, sowie Dolomite und Kalke in Wechsellagerung mit Gips oder Anhydrit ein[1]). Meist führt der Anhydrit (Gips) einen hohen Gehalt an Kalk-Magnesiakarbonat. Teils dolomitischer Kalk, teils mehr reiner Dolomit ist häufig in durchgehenden dünnen Lagen dem Anhydrit eingelagert. Diese karbonatischen Massen („dolomitische Einlagerungen" Endriss) sind stratigraphisch nicht scharf. Ausscheidungen von Kieselsäure kommen da und dort vor[2]).

Wie aus den knappen Ausführungen hervorgeht, sind relativ schwer lösliche Gesteine in der Salz- und Gipsregion nicht selten anzutreffen.

Den Abschluß des Mittleren Muschelkalks bildet die dolomitische Hauptregion (Endriss) = obere dolomitische Region (Branca). Dieses oberste Glied, das einen großen Anteil am Aufbau des ausgehenden Mittleren Muschelkalks einnimmt und dort eingehender besprochen werden soll, besteht aus braunen bis grauen Dolomiten, bituminösen Kalken (Stinkkalken), Hornsteinen, Tonen und Mergeln, denen gelegentlich Gipsbändchen[3]) oder kleine, meist in Bändern angeordnete Gipsknauer eingelagert sind. Die Kalke, Dolomite und Hornsteine besitzen nicht selten oolithische Struktur. Fast überall stellen sich Kieselsäureausscheidungen ein, die lagenartig oder in horizontal angeordneten Knollen auftreten. Häufig stellen sich mehrere Lagen ein.

Die Mächtigkeit dieses Abschnittes scheint außerordentlich zu schwanken. Im nördlichen Württemberg beträgt sie nach Endriss[4]) bei Wilhelmsglück 8,2 m, Schacht Heilbronn 11 m, Friedrichshall 10 m, bei Haßmersheim ca. 20 m; im südlichen Württemberg bei Sulz ca. 13 m, bei Bergfelden ca. 15—22 m, im Primtal ca. 25 m. Im Bohrloch von Kaiseraugst, im südlichen Baden soll sie 36,6 m betragen, doch gehört hier jedenfalls noch ein Teil der Anhydritregion an.

## Aufbau des ausgehenden Mittleren Muschelkalks am östlichen Schwarzwaldrand.

Ueber dem steiler abfallenden Wellenkalk erhebt sich die flache Stufe des Mittleren Muschelkalks mit ihren sanften Formen. Darüber folgt dann der untere Trochitenkalk mit einer deutlichen Geländestufe, die häufig bastionsartig vorgebaut ist.

Infolge seiner leichten Verwitterbarkeit liefert der Mittlere Muschelkalk einen ausgezeichneten mineralkräftigen Boden, der sich durch günstige Mischung der einzelnen Bestandteile, wie durch Tiefgründigkeit auszeichnet. Fruchtbare Felder und prächtige Wälder kennzeichnen diese Region des Muschelkalks. Häufig sind dem hellbraunen tonigen Boden (hoher Gehalt an Feinstbestandteilen!) mehr oder weniger große Stücke schwer verwitternder Gesteine, wie Zellendolomit oder Hornstein, beigemengt. Die oberen Lagen sind meist durch Gesteinsschutt des Oberen Muschelkalks überstreut. Zur Erhöhung der Fruchtbarkeit werden die Lesesteine zu oft riesigen, meist langgestreckten Riegeln zusammengetragen, die mit wilder Rose, Schlehe, Weißdorn, Holunder, Stachelbeere, Himbeere etc. bewachsen

1) F. v. Alberti, Beitrag zu einer Monographie etc. Vgl. das Profil des Schachtes Wilhelmsglück bei Hall pag. 60—61.

2) Endriss, l. c. pag. 82, z. B. Dürrheim, Heilbronn.

3) Meist in den unteren Lagen (Wilhelmsglück), doch auch zu oberst (Waldmössinger Römerkastell).

4) l. c. pag. 79.

sind. Neuerdings beginnt man diese für den Oberen Muschelkalk landschaftlich so charakteristischen Lesehaufen in erhöhtem Maße zu Schotter zu klopfen. Zu einer raschen Orientierung des Schichtniveaus leisten sie häufig vortreffliche Dienste, da sie gleich einer Musterkarte die in der Nähe ausgepflügten [1]) Gesteine des Untergrundes zeigen.

Die Mächtigkeit des Ausgehenden beträgt am ganzen östlichen Schwarzwaldrand im Mittel 25—30 m. Als maximale Mächtigkeit kann man beim Vorhandensein von Gips ca. 40—50 m annehmen. Im Berginnern mag dieselbe etwas höher sein, als im Ausgehenden.

Aufschlüsse und Einteilung des ausgehenden Mittleren Muschelkalks.

Zum genauen Studium geben weder natürliche noch künstliche Aufschlüsse genügend Gelegenheit. Künstliche Aufschlüsse sind bei der geringen Verwendbarkeit dieser Gesteine zu Schotterzwecken selten angelegt. Die meisten Aufschlüsse liegen im oberen Teil der Schichtfolge. Ab und zu zeigt sich auch eine härtere Bank im unteren Teil des stark verstürzten und zerrütteten Gebirges. Fast durchweg ist man auf Lesesteine angewiesen, um sich ein Bild des Aufbaues zu rekonstruieren. Es ist deshalb schlechterdings unmöglich, ein einigermaßen befriedigendes Bild der Schichtfolge mit genauen Mächtigkeitsangaben der einzelnen Glieder zu geben. Ja nicht einmal die Gesamtmächtigkeit ist immer genau festzustellen. Ich beschränke mich daher auf eine Gliederung in eine untere, mittlere und obere Abteilung, ohne damit scharfe stratigraphische Horizonte auszuscheiden. Die mittlere und obere Abteilung entspricht stratigraphisch ungefähr der dolomitischen Region (S. 8 [180]) der Tiefenvorkommen, während die untere Abteilung die kümmerlichen Reste der einst mächtigen Steinsalz-Anhydrit-Gips-Region bildet.

**Untere Abteilung:** ca. 5—6 m mächtig.

Ueber den gelblich grauen plattigen Dolomiten der obersten *Orbicularis*-Schichten folgen meist graue, schiefrige, dolomitische Mergel, die von gelblich grauen, leicht verwitternden plattigen Dolomiten überlagert werden. Die Dolomite können die Mergel und umgekehrt vertreten. Darüber scheinen festere, mürbe, feinkörnige Dolomite zu folgen. An verschiedenen Stellen konnte eine Rotfärbung der Mergel und Dolomite beobachtet werden, wie sie bereits längere Zeit von den allerdings weit mächtigeren „Bunten Mergeln“ der unteren Abteilung des Mittleren Muschelkalks von Elsaß-Lothringen bekannt ist. Lokal treten Linsen von Gips auf, wodurch die Mächtigkeit bedeutend anschwellen kann. Die Lagerung wird infolge der starken Auslaugung im allgemeinen wohl nicht mehr primär sein. In diese Region fallen auch die Lösungsrückstände von Gips und Steinsalz, denen, wie die Tiefenvorkommen zeigen, Tone und Mergel beigemengt sind.

Nach Platz [2]) zeigt ein Aufschluß bei Bilfingen über dem Wellenkalk gelbe und graue tonige Mergel; darüber liegen dunkelgraue harte Platten von Kalkstein, zusammen mit den Mergeln 1 m mächtig, worauf dann die Zellendolomite folgen, die den Hauptteil der Formation ausmachen.

Gelegentlich des Baues einer Rohrleitung zu einem Wasserreservoir der Gemeinde Möttlingen auf den Hundsrücken südöstlich des Ortes im Sommer 1912 konnten über den *Orbicularis*-Schichten graue schiefrige dolomitische Mergel und braune Dolomite beobachtet werden. Darüber folgt ein Lager ca. 2—3 m mächtiger, gelblichgrauer bis hell-weinroter mürber Dolomite.

1) Sichere Gewähr hat man jedoch nie dafür. In der Regel pflegen die Leute die Lesesteine zum nächsten Haufen zu führen. Doch kann es auch vorkommen, daß sie dieselben auf einen tiefer liegenden Haufen, der günstigere Zufahrt besitzt, verschleppen.

2) Geologie des Pfinztales.

Bei Weilderstadt können graue dolomitische Platten an der Eisenbahnlinie Weilderstadt-Schafhausen in der Nähe von Wärterhaus 26 beobachtet werden.

In der Nagolder Gegend treten tonige dolomitische Mergel in den unteren Lagen zusammen mit Gips auf. M. Schmidt[1]) konnte an der „Breite“ bei Haiterbach feststellen, daß fahlgraue Mergel „gelegentlich rot gefärbte Schmitzen und Striemen einschließen, die an die rote Färbung eines bedeutenden Anteils des Mittleren Muschelkalks auf der linken Rheinseite erinnern“. Ebenso gelang es M. Bräuhäuser[2]), auf Blatt Schramberg dichte graue Tone zu beobachten, die im frischen Aufschluß mitunter von spärlichen roten Lagen durchsetzt werden. A. Schmidt[3]) beschreibt maus- bis rauchgraue, stark tonige, mehlstaubige Dolomite am Fußweg Dornstetten-Hallwangen. E. Fraas[4]) erwähnt vom Einfürst bei Breitenau 6 m fetten blauen Ton über der *Orbicularis*-Zone. Derselbe wird zu Düngezwecken in Gruben ausgehoben.

Einstiges Vorhandensein von Gips.

Bekannt durch seine schönen Gipskristalle ist das Vorkommen von Iselshausen bei Nagold. Kleinere Schmitzen von Gips treten bei Emmingen auf. In Unter-Talheim nördlich Horb wird ein 18 m mächtiges Gipslager durch Stollenbetrieb abgebaut, während in dem anstehenden Mittleren Muschelkalk der Nachbarorte Haiterbach, Altheim oder Salzstetten kein Gips mehr nachgewiesen werden konnte. Im Neckartal von Talhausen bis Niedernau ist Gips häufig anstehend. Ich erwähne weiterhin die Vorkommen von Rottweil (Wilhelmshall), Dürrheim, Schwenningen, wo ein mächtiges Gips- und Salzlager erbohrt wurde; in ihrem nächsten Ausgehenden bei Flözlingen, Villingen etc. hat sich nicht einmal mehr eine Spur von Gips finden lassen. Weiter südlich wurde Gips und Salz mehrfach bei Donaueschingen erbohrt; so letztmals im Oktober 1912 1,5 km westlich vom Ort Aasen bei Donaueschingen ein 6 m mächtiges Steinsalzlager. Im Wutachtal finden sich Gipsvorkommnisse oberhalb Bad Boll; direkt an das Wellengebirge anschließend tritt Gips noch bei der alten Dietfurtbrücke[5]) unterhalb Reiselfingen auf. In höheren Lagen, nicht weit vom Trochitenkalk entfernt, konnte M. Bräuhäuser[6]) im Steinbruch beim Waldmössinger Römerkastell Gips in Knauern, Schnüren und Bänken in tonig-mergeligem Gestein nachweisen.

So ließen sich zahlreiche Beweise erbringen, daß Gips früher in den heute entblößten Schichten vorhanden war, vielleicht in derselben Mächtigkeit, wie wir sie aus Grubengebieten kennen. Jedenfalls haben wir keinerlei Grund, das Gegenteilige anzunehmen. Die zahlreichen Falten und kleineren Verwerfungen (bis zu 1 und 1,5 m Sprunghöhe), die wir im unteren Trochitenkalk häufig beobachten können, werden allgemein auf das ungleichmäßige Nachsinken der Hangendschichten in die durch allmähliche Auslaugung geschaffenen Hohlräume zurückgeführt.

Eine interessante diesbezügliche Beobachtung beschreibt M. Schmidt[7]): „In den zahlreichen Aufschlüssen des Hügelkranzes um Walddorf wechselt die Richtung des Streichens und der Grad des Einfallens auf Schritt und Tritt, und zwar ohne daß die tiefer an den Hängen verfolgbaren Schichten des Wellengebirges dieselben Unregelmäßigkeiten erkennen ließen.“

1) M. Schmidt, Erl. zu Blatt Altensteig. pag. 31.
2) M. Bräuhäuser, Erl. zu Blatt Schramberg. pag. 59.
3) A. Schmidt, Erl. zu Blatt Dornstetten-Dettingen. pag. 26.
4) E. Fraas, Begleitworte zu Atlasblatt Freudenstadt 1 : 50 000. pag. 30.
5) F. Schalch, Nachträge zur Kenntnis der Trias am südöstlichen Schwarzwald. 1907. pag. 89—90.
6) M. Bräuhäuser, Erl. zu Blatt Schramberg. pag. 60.
7) Erl. zu Blatt Altensteig. pag. 44.

In ähnlichem Sinne äußert sich auch M. Bräuhäuser[1]). Eingehend kann man diese Verhältnisse auch in den Tripgruben bei Pforzheim studieren, wo die Faltung durchgehends zu beobachten ist und dort den Abbau ziemlich erschwert. An verschiedenen Punkten (Nagold, Weilderstadt) konnte das Abgleiten größerer Schollen von Trochitenkalk an den Talflanken beobachtet werden und ist wohl in erster Linie auf die Auslaugung des Gipses zurückzuführen[2]).

Einstiges Vorhandensein von Steinsalz?

Nicht mehr so sicher wie beim Gips können wir die Frage nach dem Vorhandensein von Steinsalz beantworten. Infolge seiner leichten Löslichkeit wurde es zum größten Teil weggeführt, ehe es in das Niveau der Erdoberfläche rückte. Wir kennen keinerlei größere Vorkommen von anstehendem Steinsalz im Gebiet der germanischen Trias. In unserem feuchten Klima kann sich Steinsalz nicht so lange erhalten, wie etwa in niederschlagsarmen tropischen und subtropischen Gegenden. Nicht unwahrscheinlich ist, daß das Steinsalzlager sich einst auch im Schwarzwaldgebiet vorgefunden hat, als der Muschelkalk noch von einem größeren Deckgebirge überlagert wurde. Die Steinsalzvorkommen von Sulz-Bergfelden, Rottweil-Dürrheim, Donaueschingen, vom etwas entfernter liegenden Stetten bei Haigerloch und von Stuttgart[3]) sind sämtlich noch von einem Deckgebirge überlagert. Es kann aber ebensowohl der Fall sein, daß in westlicheren Gebieten kein Steinsalz mehr abgelagert wurde. Wir haben also keine direkten Beweise für das Vorhandensein von Steinsalz, doch halte ich es für sehr wahrscheinlich, daß im Schwarzwaldgebiet neben Gips auch Steinsalz vorhanden war, besonders wenn man berücksichtigt, daß das Steinsalz im Gegensatz zum Gips eben sehr leicht löslich ist und von dem letzteren Gestein sich auch nur noch Reste vorfinden. Das Vorhandensein einer triadischen Mulde zwischen Schwarzwald und Alb (und damit wohl das Vorkommen von Steinsalz nur im Gebiet derselben), wie das E. Fraas[4]) meint, ist keineswegs erwiesen und bereits von Endriss[5]) im gleichen Sinne bezweifelt. Endriss[6]) erwähnt eine schwache Salzführung von Gesteinen auf Sektion Freudenstadt.

**Mittlere Abteilung:** 15—18 (20 m) mächtig.

Vorwiegend gelbliche, dolomitische Gesteine von kristalliner bis dichter Struktur, die häufig zu Zellendolomiten (S. 21 [193]) ausgelaugt sind. Dem Schichtenkomplex sind noch Mergel und Tone, sowie Kieselsäureausscheidungen eingelagert. Infolge der verschiedenen Auslaugung ist die Mächtigkeit der Zellendolomite schwankend; im Mittel ca. 12—15 m. Nach E. Fraas[7]) beträgt sie am Einfürst 10 m, auf Blatt Liebenzell 20 m. M. Bräuhäuser erwähnt in den Erläuterungen zu Blatt Schramberg pag. 59 „eine etwa 8 m mächtige Folge entschieden gelber Dolomite von zellig-kavernöser Struktur mit eckig umgrenzten, schichtig angeordneten Hohlräumen, die durch glatte dünne Scheidewände von feinkristallinem Kalk bzw. Dolomit getrennt . . . .“ sind. Im unteren Teil der Schichtfolge zeigen die Zellendolomite meist keine schichtig angeordneten Hohlräume. Die Wände sind

1) Erl. zu Blatt Schramberg. pag. 61.
2) Erl. zu Blatt Nagold. pag. 23.
3) O. Fraas, Unser schwäbischer Untergrund und das Stuttgarter Bohrloch. 1875. pag. 29—36.
4) Jahresh. d. Vereins f. vaterl. Naturk. in Württemberg. pag. 64.
5) Ebenda pag. 463—464.
6) l. c. pag. 36.
7) Begleitworte zu Atlasblatt Freudenstadt. pag. 30, und Liebenzell. pag. 19.

nicht dünn und meist nicht senkrecht gestellt, wie bei den schichtigen Zellendolomiten, sie gehören dem Typus A (Breccienstruktur) an, der durch regellose Auslaugung charakterisiert ist (S. 23 [195]).

In der Villinger-Donaueschinger Gegend[1]) wie auch bei Fluorn und Römlinsdorf (Straße Aistaig-Römlinsdorf, Straßenkurve in der Nähe des Ortes), sind in den oberen Lagen weiße Zellendolomite aufgeschlossen, die radialfaserige Struktur nach Art der Nagelkalke zeigen (besonders schön in den Weißerdegruben von Ueberauchen südlich Villingen zu beobachten).

Der in Säuren unlösliche Rückstand der Zellendolomite ist häufig beträchtlich und besteht größtenteils aus wohlausgebildetem Quarz und Schwefelkies. Tiefenquarz kommt auch vor. Manche Zellendolomite sind verkieselt. Die schön hellgelbe Farbe ist dabei in eine schmutziggraue übergegangen.

Makroskopische Quarzkristalle sind als Auskleidungen von Klüften und Drusen häufig zu beobachten (Rauchquarze von Pforzheim).

Typische Nagelkalke fanden sich in den oberen Lagen bei Weilderstadt, Pforzheim, wie auch im südlichen Gebiet. Mergel und Tone sind anscheinend den Dolomiten (Zellendolomiten) und Kalken häufig zwischengelagert.

Einlagerungen von schwarzen, braunen, rauch- oder blaugrauen Hornsteinen in meist lagenartigen oder seltener in knolligen, parallel der Schichtung angeordneten Massen sind allgemein verbreitet. Dunkle und lichte Hornsteine kommen häufig zusammen vor, sowohl in unteren wie in höheren Lagen. Nicht selten zeigt dasselbe Handstück dunkle und helle Partien (Hornsteinbank von Weilderstadt); vorwiegend sind allerdings schwarze Hornsteine. Häufig sind sie gebändert oder gekröseartig gewunden (sehr schön bei Weilderstadt, Lombach). Oolithische Ausbildung kann im ganzen Gebiet beobachtet werden.

Im Zusammenhang mit verkieseltem, schmutzig-grauem, dichtem Dolomit kommen fast überall dünnbankige blaugraue Hornsteine (im Mittel 3—7 cm mächtig) vor. Schon makroskopisch sind darin feine Nadeln, meist zu Bündeln angeordnet, zu beobachten (Pforzheim, Weilderstadt, Alt-Hengstett, Einfürst, Flözlingen, Villingen). Diese nadelförmigen Kristalle, die ich für Pseudomorphosen von Chalcedon nach Anhydrit halte, treten auch in oolithischen Hornsteinen auf (Taf. VII [XVIII], Fig. 1—5).

Allgemein verbreitet sind auch blaue Hornsteinknollen, die an verschiedenen Lokalitäten (Aidlingen, Ostelsheim, Umgebung von Villingen) ganz erfüllt sind mit tafelförmigen Pseudomorphosen von Kieselsäuremineralien oder Karbonat nach Anhydrit; meist liegen nur noch Kristallöcher vor. (Siehe auch unter Pseudomorphosen nach Anhydrit S. 32 [204] u. ff.)

Häufig finden sich auch schneeweiße Quarzausscheidungen, die im Gegensatz zu der dichtkristallinen Form des Hornsteins aus deutlich grobkristallinen Individuen bestehen. In gewisser Ausbildung sind sie manchen Quarziten nicht unähnlich. Die Größe dieser Kieselsäureausscheidungen ist hauptsächlich in den Gebieten von Villingen-Niedereschach oft eine recht beträchtliche; sie kann aber bis zu erbsengroßen Stücken heruntergehen (Zellendolomit von Haiterbach), die bei der Verwitterung des Dolomits auf der Oberfläche deutlich hervortreten. Beim Behandeln mit starken Säuren brausen sie nicht selten etwas auf. An einem Zellendolomit von Weilderstadt waren die Hohlräume mit einer ähnlichen Substanz erfüllt. Danach scheint das Alter dieser Bildungen, teilweise wenigstens, jung zu sein.

1) F. Schalch, Erl. zu Blatt Königsfeld-Niedereschach. pag. 58.

Als Abschluß der mittleren Abteilung folgt über den Zellendolomiten des nördlichen Gebiets eine ca. 20–30 cm mächtige, schwarze oolithische Hornsteinbank, die fossilführend ist (Fauna von Weilderstadt). Die Bank kann durchgehend vom Pfinztal über Pforzheim-Weilderstadt bis Nagold verfolgt werden. Die Fossilführung ist am stärksten in der Umgebung von Weilderstadt, schwächer im Pfinztal. Häufiger vorkommende Formen sind:

*Hyperammina suevica* n. sp.
*Myophoriopis (Pseudocorbula) Sandbergeri* Phil.
*Modiola Salzstettensis* n. sp.
*Cryptonerita elliptica* Kittl.
*Naticopsis mediocalcis* n. sp.
*Omphaloptycha gracillima* Ko.

Ihre größte Mächtigkeit (30 cm) erreicht die Bank im Profil am südlichen Galgenberg bei Weilderstadt. O. Fraas[1]) konnte sie beim Bau der Eisenbahnlinie Stuttgart—Calw im Einschnitt des Hackstberg bei Schafhausen 30 cm mächtig nachweisen. Im Steinbruch in den Halden südlich Weilderstadt, der zwischen diesen beiden Aufschlüssen liegt, schrumpft die Mächtigkeit bei gleichbleibender petrographischer Beschaffenheit auf 8—10 cm zusammen. Recht konstant ist ihre Mächtigkeit in der Pforzheimer Gegend (15—20 cm), wo die Bank in den Tripgruben leicht anzusehen ist. Interessant ist ein Handstück von Möttlingen, welches drei 3—5 cm dicke oolithische Hornsteinlagen durch gelbbraunen, äußerst schwach verkieselten Dolomit getrennt, zeigt.

An angewitterten Flächen der Hornsteinbank treten zierliche Pseudomorphosen (durchweg nur die drei Pinakoide) von Hornstein nach Anhydrit auf. Oft scheint die ganze Bank aus diesen Pseudomorphosen nach Anhydrit zu bestehen.

Nicht selten sind in dieser Bank meist flache Geschiebe zu beobachten. Im Aufschluß am südlichen Galgenberg bei Weilderstadt ist besonders der hangende, nicht verkieselte Teil ganz von Geschieben erfüllt. Die meist scharf begrenzten, dichten, gelblich bis rötlich gefärbten flachen Geschiebe treten aus der zum Teil kristallinen, grauen bis dunklen oolithischen Grundmasse scharf hervor. In der Regel liegen dieselben mit ihrer flachen Seite auf. Die Größe ist schwankend, meist klein bis zu 10—12 : 2 cm groß. Vereinzelte dieser Geschiebe zeigen Schichtstreifen (Oolithe), welche erkennen lassen, daß das Gebilde einer queren Auslösung aus einem schon gehärteten Gestein des Untergrundes entstammt. Die Hornsteinbank (siehe Profil VI S. 18 [190]) habe ich aus verschiedenen Gründen noch zur mittleren Abteilung gezogen, einerseits weil für diese Abteilung bankartige Hornsteine charakteristisch sind, andererseits weil die Fauna etwas abweichend von derjenigen der oberen Abteilung ist.

Unterhalb der Hornsteinbank kommt bei Pforzheim wie auch im Pfinztal ein 20 cm mächtiges Lager von Trip vor. In dem Sattel zwischen Wallberg und Wolfsberg bei Pforzheim tritt der Trip ganz konstant 60 cm unter der dort schwach fossilführenden oolithischen Hornsteinbank[2]) auf. Dazwischen liegt ein zerfressenes dolomitisches Gestein, der „Grieben“ der Arbeiter. Der Abbau erfolgt in bis zu 10—15 m tiefen Schächten und ist meist recht schwierig, da infolge der Auslaugung des unterlagernden Komplexes die Schichten durchweg steil hin und her fallen. Der Trip ist ein gelbliches, zwischen den Fingern leicht zerreibliches Gestein, das begierig Wasser aufzunehmen vermag. Die mikroskopische Untersuchung ergab einen ziemlich gleichmäßigen Ton. Organismen sind nicht nachweisbar. Durch Schlämmen konnte festgestellt werden, daß die Korngröße selten 0,01 mm über-

1) Geognostische Profilierung der württembergischen Eisenbahnen (Schwarzwaldbahn, Zuffenhausen-Calw). 1883.

2) Nach E. Fraas (Begleitworte zu Atlasblatt Liebenzell. 1897. pag. 20) gehört der Trip der unteren Anhydritgruppe an, was aber nicht richtig ist. Er tritt immer konstant unter der gut charakterisierten oolithischen Hornsteinbank auf, deren Lager absolut sicher feststeht.

schreitet. In Brauneisen umgewandelter Schwefelkies, der hin und wieder in kleinen Körnchen auftritt, ist störend für seine Verwendung. In HCl vollkommen unlöslich. E. Fraas [1]) hält den Trip für „einen sehr fein verkieselten Mergel aus dem unteren Anhydritgebirge". Im Pfinztal nicht mehr so wertvoll wie bei Pforzheim. Verwendung als Poliermittel in der Pforzheimer Bijouterie-Industrie. Die Hauptproduktion wird ins Ausland ausgeführt. Preis 40 M. pro 50 kg für schöne reine Ware. Unreines loses Pulver, welches das bankartige Lager begleitet, kostet 10 M. pro 50 kg.

Fossilführung:

Fossilien konnten in den oberen Lagen mehrmals nachgewiesen werden. Bereits erwähnt ist die Fossilführung der Hornsteinbank von Weilderstadt (über 40 Arten). Im Aufschluß am Galgenberg bei Weilderstadt (Profil VI) tritt unter diesen Hornsteinen ein Zellendolomit mit ziemlich viel Fossilien auf (neben den S. 13 [185] angeführten Arten noch *Gervillia subcostata*, *Actaeonina* sp.).

**Obere Abteilung:** 4—6 m mächtig.

Am genauesten bekannt ist die obere Abteilung des Mittleren Muschelkalks durch das Vorhandensein einiger guter Aufschlüsse (Waldmössingen, Haiterbach, Egenhausen, Weilderstadt); sie ist hauptsächlich charakterisiert durch das Vorwiegen oolithischer Gesteine, denen Hornsteine, meist in Knollen, eingelagert sind. Ueber der Hornsteinbank des nördlichen Gebiets, bzw. über den Zellendolomiten der Nagold-Freudenstadter Gegend lagert eine 4—5 m mächtige Schichtfolge von massigen grauen bituminösen, stylolithenführenden Kalken, die fast durchweg oolithische Struktur besitzen. Die Oolithe sind meist rundlich bis ellipsoidisch und zeigen zonaren Aufbau, häufig auch radialfaserige Struktur. Die bereits in den Oolithen der Hornsteinbank von Weilderstadt vorkommende Foraminifere *Hyperammina suevica* nov. sp. beteiligt sich hier noch reichlicher am Aufbau der Oolithe (Taf. V [XVI], Fig. 3, 4, 5, und Taf. VIII [XIX], Fig. 3).

Massenhaft sind diesen Bänken schwärzliche bis weißliche Hornsteinknollen eingelagert. Die Knollen liegen mit ihrer Längserstreckung parallel der Schichtung und sind ebenso wie die Feuersteine der Kreideformation überwiegend in parallelen Bändern angeordnet, seltener regellos zerstreut. Die einzelnen Knollen, deren Größe zwischen 2—3 cm und 30 cm schwanken kann, sind zumeist $^1/_4$—2 m voneinander entfernt. Die Form derselben ist in der Regel ellipsoidisch oder nierenförmig.

Stellenweise sind der Schichtfolge keine oder doch nur wenige Hornsteine eingelagert, so z. B. im Aufschluß am südlichen Galgenberg bei Weilderstadt, während 3—4 km weiter südlich am Hügelkranz nördlich Ostelsheim, dieselben Schichten ganz durchspickt von Hornsteinen sind.

Pseudomorphosen nach Anhydrit scheinen in diesen Bänken nicht vorzukommen.

Ueber diesen Bänken folgen, als Abschluß des Mittleren Muschelkalks, in der Nagolder Gegend ca. 2 m mächtige braune Dolomite mit hellen, zum Teil oolithischen Hornsteinen. Einige Bänke sind blättrig kristallin entwickelt, so daß sie beim Anschlagen unregelmäßig spiegeln. Schön sind diese Gesteine im Aufschluß an der Südwestseite des Egenhauser Kapfs (Blatt Altensteig) zu beobachten. Daneben kommen noch dichte, erbsengelbe, gebänderte (wellige) Dolomite vor. Eine ähnliche wellige gefältete Bank konnte ich südsüdwestlich von Haiterbach in der mittleren Abteilung unterhalb dem kompakten „Lager knorrigen Zellendolomits" [2]) beobachten. Die mehrfach zu beobachtende

1) Begleitworte zu Atlasblatt Liebenzell. pag. 20.
2) M. Schmidt, Erl. zu Blatt Altensteig. pag. 31.

Fältelung ist wohl durch Abrutschen im noch plastischen Zustand infolge verstärkter Neigung des Untergrundes vor Ablagerung des Hangenden zu erklären (Gleitfaltung!).

In der Weilderstadt-Pforzheimer Gegend sind diese dolomitischen Grenzschichten nicht mehr entwickelt; hier gehen die ca. 4 m mächtigen massigen Kalkbänke in typischen Trochitenkalk über. Trochiten stellen sich allerdings erst 2,5 m höher ein.

Im südlichen Gebiet haben wir von der eben beschriebenen Ausbildung gänzlich abweichende Verhältnisse. Die in nördlichen Gegenden entwickelten bituminösen massigen Kalke scheinen hier nicht mehr entwickelt zu sein. Den Uebergang zum Trochitenkalk bilden in der Schramberger Gegend spätige bis erdige Dolomite, die manchmal zellig angefressen sind (Profil I und II). Im Steinbruch am Waldmössinger Römerkastell sind Bänkchen oder zu Bändern angeordnete Knollen von Gips[1]) dem dolomitisch-tonig-mergeligen Gestein eingelagert. Möglicherweise sind die massigen Kalkbänke des nördlichen Gebiets auch hier entwickelt, wobei sie dann unter die gipsführenden tonig-mergeligen Schichten zu liegen kämen. Allzu mächtig können sie nicht entwickelt sein, da etwas tiefer Zellendolomite mit feinfaseriger Struktur folgen (Fluorn, Römlinsdorf). Für diese Annahme würden fossilführende (*Myophoria germanica*, *Cryptonerita elliptica* etc.) oolithische Hornsteine sprechen, die bei Flözlingen und Villingen in ähnlicher Ausbildung wie bei Haiterbach nachgewiesen werden konnten.

Fossilführung:

Die massigen oolithischen Kalkbänke sind durch eine reichliche Fossilführung (über 70 Arten) ausgezeichnet. Die Fauna kommt hauptsächlich in der Umgebung der Orte Haiterbach, Salzstetten, Walddorf vor; seltener bei Ostelsheim, Lombach, Wittendorf, Schopfloch, Flözlingen und Villingen. Häufig sind folgende Formen:

*Hyperammina suevica* n. sp.
*Gervillia costata* v. Schloth.
*Modiola Salzstettensis* n. sp.
*Myophoria laevigata* v. Alb.
„ *vulgaris* v. Schloth.
*Myophoria germanica* n. sp.
*Myophoriopis (Pseudocorbula) Sandbergeri* Phil.
*Cryptonerita elliptica* Kittl.
*Undularia (Toxoconcha) Brochii* Stopp.

Grenzzone mm/$mo_1$ Mittlerer Muschelkalk/Unterer Trochitenkalk.

Eine scharfe Grenze zwischen dem Mittleren Muschelkalk und dem unteren Trochitenkalk ist leider nicht durch das ganze Gebiet verfolgbar. Wo so viel Trochiten einsetzen, wie in der Rottweiler Gegend, bestehen keine Zweifel. Im Profil von Seedorf folgt über braunem gefältetem Dolomit sofort typischer Trochitenkalk mit zahlreichen Stielgliedern von *Encrinus liliiformis*. In der Nagolder Gegend lassen sich nach M. Schmidt[2]) „schmutzig-gelbe, gebänderte Dolomite", wie sie an der Südwestseite des Egenhauser Kapfs aufgeschlossen sind, „zur Bestimmung der oberen Grenze des Mittleren Muschelkalks bei der Kartierung ausgezeichnet verwenden". Nicht mehr so scharf ist die Grenze in der Gegend von Weilderstadt-Pforzheim entwickelt, da hier die massigen Kalkbänke direkt in Trochitenkalk übergehen. Hier ist es ganz dem Ermessen des Einzelnen überlassen, die Grenze nach dem petrographischen und paläontologischen Verhalten zu ziehen.

1) M. Bräuhäuser, Erl. zu Blatt Schramberg. pag. 60.
2) Erl. zu Blatt Altensteig. pag. 33.

Da Aufschlüsse selten sind, so gewöhnt sich für Zwecke der Kartierung das Auge sehr rasch an andere Merkmale. Ungemein charakteristisch sind die Geländeformen. Oberhalb der Grenze $mm/mo_1$, die meist mit einem Anstieg des Geländes verbunden ist, gewahrt man ein Heer von Steinriegeln, die der Landschaft ein eigenartiges Gepräge verleihen. Unterhalb der Grenze sowie in der Grenzregion selbst sind die Lesehaufen sehr spärlich. An ihrer Zusammensetzung, die zum größten Teil durch Zellendolomite und Hornsteine gebildet wird, sind sie leicht dem Mittleren Muschelkalk zuzuweisen. So gelingt es innerhalb der üblichen Fehlergrenzen meistens leicht, die Grenze $mm/mo_1$ praktisch im ganzen Gebiet festzulegen.

## Profile.

### I. Profil Waldmössinger Römerkastell (Blatt Schramberg).

| | | | |
|---|---|---|---|
| Oberer Muschelkalk | Trochitenkalk | blaugraue Bänke mit *Encrinus liliiformis*, *Mytilus eduliformis*, *Terebratula vulgaris*, *Lima striata*, Schneckenquerschnitten | |
| Mittlerer Muschelkalk | Obere Abteilung | gelber Zellendolomit, zum Teil grobblättrig schimmernd | ca. 2 m |
| | | dolomitische, tonig-mergelige Schichten mit Zellendolomit. Gips in Bänkchen, Schnüren und Knauern | ca. 3 „ |

Kalke von feinstengelig-faseriger Beschaffenheit nach Art der Nagelkalke, wie sie weiter südlich auf Blatt Niedereschach, Villingen und Donaueschingen vorkommen, unterhalb dieser Schichtfolge.

### II. Profil Seedorf.

| | | | |
|---|---|---|---|
| Oberer Muschelkalk | Trochitenkalk | grauer kristalliner Kalk, zu unterst voll Trochiten | 90 cm |
| | | weißgrauer kristalliner Kalk mit spärlichen Trochiten | 35 „ |
| Mittlerer Muschelkalk | Obere Abteilung | dichter, brauner Dolomit, gefältelt | 22 cm |
| | | erbsengelber, feinkörniger Dolomit | 50 „ |
| | | zellig verwitternder, blättrig-kristallinischer Dolomit | 35 „ |
| | | weißlicher Dolomit mit dünnen Hornsteinlagen | 100 „ |
| | | Zellendolomit schmutzig-grau | ↓ |

### III. Profil Einfürst bei Breitenau[1]) (Blatt Alpirsbach).

| | | | |
|---|---|---|---|
| Oberer Muschelkalk | | | |
| Mittlerer Muschelkalk | Obere Abteilung | „ca. 10 m | (das Plateau bildend) gelbe dolomitische Mergelkalke und Kalkbänke, im frischen Zustand schwarz und bituminös, mit Lagen von schwarzem Hornstein |
| | Mittlere Abteilung | ca. 10 m | Zellenkalk in brockligen Bänken, welche gegen S in einen festen klotzigen Kalk übergehen; |
| | Untere Abteilung | 6 m | fetter, blauer, Ton, welcher in Gruben ausgehoben und als Düngemittel verwendet wird, was auf starken Gips- und vielleicht auch Salzgehalt schließen läßt |
| Unterer Muschelkalk | | | feste dolomitische Kalkbänke und glatte graue Kalke der *Orbicularis*-Zone“ |

1) E. Fraas, Begleitworte zu Atlasblatt Freudenstadt. pag. 30.

### IV. Profil Egenhauser Kapf (Blatt Altensteig), an der Straße Nagold-Pfalzgrafenweiler.

| | | |
|---|---|---|
| Mittlerer Muschelkalk obere Abteilung | 7. meist 12—15 cm mächtige, wohlgeschichtete Bänkchen; teilweise oolithisch; lokal fein wellig | 100 cm |
| | 6. grauer dolomitischer Kalk mit einem 8 cm mächtigen Band weißlichen Hornsteins, oolithisch; *Myophoriopis Sandbergeri*, *Myophoria vulgaris*, *Modiola Salzstettensis* | 35 „ |
| | 5. grauer Kalk, nicht deutlich oolithisch | 75 „ |
| | 4. weißgrauer dolomitischer Kalk, oolithisch, mit Hornsteinknollen, die in einem Band angeordnet sind; 10—15—25 cm lang, 7—12 cm dick | 30 „ |
| | 3. grauer dolomitischer Kalk oolithisch; *Myophoria vulgaris*, *Rhizocorallium*, *Gervillia socialis* | 30 „ |
| | 2. grauer dolomitischer Kalk oolithisch | 14 „ |
| | 1. grauer dolomitischer Kalk oolithisch (Taf. VIII [XIX], Fig. 3) | 50 „ |

*Hyperammina suevica* kommt fast im ganzen Profil häufig vor. Nicht mehr aufgeschlossen sind die an der Südwestseite des Egenhauser Kapfs (oberhalb Egenhausen) noch vorkommenden, die Grenze $mm/mo_1$ einhaltenden erbsengelben, grobblättrig-kristallinischen Dolomite. In der Nähe sind verstürzte Bänke des untersten Trochitenkalks mit oolithischer Struktur und zahlreichen kleinen Schneckenquerschnitten zu beobachten.

### V. Profil Haiterbach (Blatt Altensteig). Steinbruch im Gewand „Forchental".

| | | |
|---|---|---|
| Mittlerer Muschelkalk obere Abteilung | 11. grauer dolomitischer Kalk, oolithisch, zu oberst Hornsteinknolle 19 : 2,5 cm | 60 cm |
| | 10. grauer dolomitischer Kalk, oolithisch; Hornsteinknollen 25 : 10 cm angeschnitten; *Myophoria intermedia*, *Myophoriopis Sandbergeri*, *Modiola*, Gastropoden | 25 „ |
| | 9. grauweißer dolomitischer Kalk, oolithisch häufig Hornsteinknollen, 30 : 9 cm; 2 m davon entfernt 30 : 15 cm | 30 „ |
| | 8. grauer Kalk, oolithisch | 25 „ |
| | 7. grauweißer dolomitischer Kalk, oolithisch | 45 „ |
| | 6. gelblicher Kalk, oolithisch | 42 „ |
| | 5. harter dunkelgrauer dolomitischer Kalk, bituminös, oolithisch | 28 „ |
| | 4. kalkig-mergelige Bank mit *Pleuromya compressa* | 6 „ |
| | 3. schwarzgrauer splittrig brechender Kalk, oolithisch | 16 „ |
| | 2. dunkelgrauer dolomitischer Kalk, bituminös, oolithisch | 50 „ |
| | 1. grauweißer dolomitischer Kalk mit reichlicher Hornsteinführung 42 : 8, 35 : 8 cm, oolithisch (Taf. VIII [XIX], Fig. 4, 5, 6) | 80 „ |

Aufgenommen Sommer 1910. Augenblicklich nicht mehr so günstig aufgeschlossen. Durch Arbeiten im Jahre 1911/12 sind Spaltenlehme und Bohnerzlehme, die auch anderweitig in der Umgebung nachzuweisen sind, angeschnitten.

Nicht weit davon steht Zellendolomit an.

Nicht mehr aufgeschlossen sind die über dem Profil liegenden braunen blättrig-kristallinen Dolomite des Egenhauser Kapfs. Im ganzen Profil kommt *Hyperammina suevica*, zum Teil massenhaft, vor.

VI. Profil Weilderstadt.

Südlich der Straße Weilderstadt-Möttlingen.

| | | | |
|---|---|---|---|
| Oberer Muschelkalk | Unterer Trochitenkalk | 14. grauer kristallinischer Kalk, mit *Encrinus liliiformis* ganz erfüllt; *Terebratula vulgaris* | 30 cm |
| | | 13. blaugraue Bänke, überwiegend oolithisch, ohne Trochiten; Durchschnitte kleiner Gastropoden massenhaft | 280 „ |
| Mittlerer Muschelkalk | obere Abteilung | 12. graue Kalkbank oolithisch | 73 cm |
| | | 11. blaugraue massige oolithische Kalkbank, *Toxoconcha Brochii*, Schwefelkies, häufig die Form von Gastropoden erfüllend | 120 „ |
| | | 10. massige Kalkbank, oolithisch | 53 „ |
| | | 9. kalkig-mergelige Lage mit *Homomya ventricosa* | 18 „ |
| | | 8. blaugraue bituminöse Kalkbank; oolithisch | 35 „ |
| | | 7. bituminöse schwarzgraue Kalkbank, oolithisch | 47 „ |
| | mittlere Abteilung | 6. Hornsteinbank von Weilderstadt[1]). Fauna; flache Geschiebe, oolithisch; im hangenden[2]) nicht verkieselten Teil (9 cm) massenhaft *Hyperammina suevica*. Siehe S. 13 [185] | 36 cm |
| | | 5. rötlicher Zellendolomit, bisweilen äußerst fein geschichtet; die Hangendfläche mit Fossilien: *Myophoriopis Sandbergeri*, *Gervillia subcostata*, *Gervillia costata* (sehr klein), *Naticopsis mediocalcis*, *Omphaloptycha gracillima* etc. | 96 „ |
| | | 4. brauner Zellendolomit; Zellwände häufig verquarzt | 67 „ |
| | | 3. schmutzig-grauer Zellendolomit; Nagelkalk | 60 „ |
| | | 2. fettglänzender dunkelgrauer blättriger Ton | 20 „ |
| | | 1. Zellendolomit, oben, von schmutzig-grauer Farbe, unten bräunlich; Schichtfugen stark verquarzt | 165 „ |

## Unterer Trochitenkalk.

Ueber dem Mittleren Muschelkalk setzt das untere Glied des Hauptmuschelkalks, der Trochitenkalk, mit einer fast durch das ganze Gebiet gleich bleibenden Mächtigkeit von ca. 30—35 m ein. Meistens bildet er steile Gehänge über der flachen Stufe des Mittleren Muschelkalks.

Uns interessiert hier nur der untere Teil desselben, einerseits wegen der darin vorkommenden Hornsteine, andererseits wegen vergleichender Untersuchungen seiner Fauna mit derjenigen des Mittleren Muschelkalks.

Ueber dem Mittleren Muschelkalk folgen regelmäßig ca. 5—6 m, seltener bis zu 8 m mächtige dickbankige, hell- bis dunkelgraue meist oolithische Kalkbänke. An der Basis finden sich Hornsteinknollen, weshalb auch diese Zone verschiedentlich als Hornsteinkalk ausgeschieden wurde. Die Schichtfolge ist fast durchweg oolithisch. Aufschlüsse sind nicht gerade häufig. Die zahlreichen Steinbrüche im Trochitenkalk sind meist für Zwecke der Schottergewinnung in den mittleren und

1) Taf. VI [XVII], Fig. 3—6; Taf. VII [XVIII], Fig. 6; Taf. VIII [XIX], Fig. 1, 2.
2) Taf. VI [XVII], Fig. 1, 2.

höheren Lagen angelegt. Schöne Aufschlüsse sind mehrmals bei Münklingen (Büchelberg) und Pforzheim vorhanden; außerdem noch bei Weilderstadt, Dornhan, Seedorf etc. Im Profil IV am Egenhauser Kapf (S. 17 [189]) sind an verstürzten Blöcken Schneckenquerschnitte sowie oolithische Struktur deutlich zu beobachten.

Diese oolithischen Kalke mit Hornsteinen sind sowohl in Nord- wie Süddeutschland in ähnlicher Weise entwickelt. Auf den südlichen Blättern der badischen Landesaufnahme (Bonndorf, Donaueschingen) wurden sie von SCHALCH festgestellt. BENECKE und COHEN[1]) erwähnen sie ebenfalls. Weiterhin ist ihr Vorhandensein in Franken, der Pfalz, Reichslande, Luxemburg und Preußen[2]) festgestellt.

Auch die paläontologischen Einschlüsse stimmen gut überein (*Encrinus liliiformis, Gervillia socialis, Myophoria vulgaris, Terebratula vulgaris, Lima striata*). Interessant ist das Auftreten kleiner Gastropoden ca. 3–4 m über der Grenze mm/$mo_1$ hier wie im Reichslande. Besonders reiche Fundstellen sind die Steinbrüche in den „Halden" bei Weilderstadt und am „Büchelberg" bei Münklingen. Soweit die Steinkerne überhaupt einen Vergleich zulassen, stimmen die Formen mit den von E. KOKEN[4]) beschriebenen Gastropoden von Marlenheim im Unterelsaß überein oder sind doch nahe verwandt. Erwähnt sei nur, daß KOKEN in der Marlenheimer Fauna mehrere alpine Formen nachweisen konnte. Querschnitte von Gastropoden konnten in diesen Schichten fast im ganzen Gebiet zum Teil massenhaft nachgewiesen werden.

In ungefähr demselben Niveau fand sie BENECKE bei Weiler auf Blatt Weißenburg, VALENTIN[3]) zwischen Marlenheim und Nordheim, L. VAN WERVEKE bei Rothbach in einer 0,55 m dicken Bank von feinoolithischem Kalk. Es handelt sich hier um einen, wie es scheint, auf weite Erstreckung hin verfolgbaren Horizont.

Von besonderer Bedeutung für die Herkunft der Kieselsäure in diesen Schichten ist das massenhafte Auftreten von Stabnadeln von Silicispongien in hornsteinführenden Kalken vom Wartberg bei Pforzheim (Taf. V [XVI], Fig. 2).

Etwas launisch ist das Auftreten der Trochiten. Schon lange bekannt ist ihr unregelmäßiges Vorkommen; plötzliches Auftreten und Verschwinden der Trochiten in einem und demselben Bruch sind keine Seltenheiten. Bei Weilderstadt stellt sich die erste Trochitenbank 2,5 m über mm/$mo_1$, bei Seedorf und Waldmössingen aber unmittelbar über der Grenze ein. Aehnliche Beobachtungen machte auch F. BROMBACH[5]) am südwestlichen Schwarzwald. In seinem Profil am Stationsgebäude bei Hasel folgen über Zellendolomiten 2 m hellbraune dickbankige Kalke, oben mit spärlichen Trochiten; im Profil Brombach-Höllstein jedoch 4,5 m mächtige dunkle Kalkbänke ohne Fossilien. Aus diesen Beobachtungen folgt, was übrigens schon mehrfach anderweitig festgestellt wurde, daß die Trochiten für die allgemeine Orientierung wohl sehr wichtige Dienste leisten, daß sie aber für die spezielle Gliederung des unteren Trochitenkalks in der Regel nicht von großer Bedeutung sind. Sehr trochitenreich erweist sich der untere Trochitenkalk in der Gegend von Schramberg-Rottweil.

1) Geognostische Beschreibung der Umgegend von Heidelberg. 1881. pag. 391.

2) Rhön, Naumburger Gegend, Thüringen (z. B. Jena von R. WAGNER).

3) VALENTIN, Geologie des Krontales. Mitt. d. elsaß-lothr. geol. Landesanstalt. III. 1892. pag. 17.

4) E. KOKEN, Beiträge zur Kenntnis der Gastropoden des süddeutschen Muschelkalks. Abh. z. geol. Spezialkarte von Elsaß-Lothringen. N. F. Heft 2. 1898.

5) F. BROMBACH, Beiträge zur Kenntnis der Trias am südwestlichen Schwarzwald. Mitt. d. Großh. bad. geol. Landesanstalt. Bd. 4. 1903. Heft 4. pag. 455.

Das in der Reichslande, in Franken und Norddeutschland beobachtete Vorkommen von Glaukonit konnte ich für den östlichen Schwarzwaldrand nicht bestätigen.

Im Aufschluß in den „Halden“ bei Weilderstadt konnte eine Platte mit Netzleisten nachgewiesen werden, wie sie E. Zimmermann aus den Grenzschichten des Oberen Muschelkalks gegen den Mittleren Muschelkalk bei Rüdersdorf nachgewiesen hat.

Ueber diesen dickbankigen, meist oolithischen Kalkbänken folgen graue oder blaugraue kristalline, dichte oder auch oolithische Kalke, die nunmehr gleichmäßig durch das ganze Gebiet aufgeschlossen sind [Fluorn, Dornstetten[1]), Plateau des Egenhauser Kapfs[2]), Mindersbach, Weilderstadt, Friolzheim (4 m mächtige dunkelgraue Oolithbänke), Pforzheim]. Auch das bekannte Profil durch den Hauptmuschelkalk bei Vaihingen a. E. von G. Stettner[3]) setzt wohl erst hier ein.

## Profile.

### VII. Profil Büchelberg bei Münklingen.

Unterster Trochitenkalk.

| | | |
|---|---|---|
| 8. | grauer oolithischer Kalk | 200 cm |
| 7. | wie 8. | 65 „ |
| 6. | toniger Kalk | 50 „ |
| 5. | wie 8. | 60 „ |
| 4. | oolithischer Kalk; sehr leicht verwitternd | 75 „ |
| 3. | grauer oolithischer Kalk; Hornsteinknollen; *Gervillia socialis*, *Encrinus liliiformis*, *Myophoria laevigata*, *Myophoria vulgaris*, kleine Gastropoden | 60 „ |
| 2. | gelbbrauner harter oolithischer Kalk | 90 „ |
| 1. | dunkelgrauer oolithischer Kalk | 90 „ |

In den Oolithen ist nicht selten *Hyperammina suevica* n. sp. zu beobachten.

### VIII. Profil Wartberg bei Pforzheim.

Unterster Trochitenkalk.

| | | |
|---|---|---|
| 8. | grauer feinoolithischer Kalk mit Hornsteinknollen; Spongien | 60 cm |
| 7. | dunkelgrauer oolithischer Kalk; Hornsteinknollen nie groß, stets von weißlicher Farbe; Spongien | 132 „ |
| 6. | grauer oolithischer Kalk | 40 „ |
| 5. | braungrauer oolithischer Kalk mit spärlichen Hornsteinknollen; Stylolithen | 75 „ |
| 4. | grauer oolithischer Kalk | 22 „ |
| 3. | grauer grobkristalliner Kalk ohne Oolithe; spärliche Trochiten, Muscheltrümmer | 12 „ |
| 2. | grauer oolithischer Kalk | 100 „ |
| 1. | braungrauer oolithischer Kalk | 100 „ |

In den Oolithen ist nicht selten *Hyperammina suevica* n. sp. zu beobachten! Bis zur Anhydritgruppe noch einige Meter; ebenso in Profil VII.

1) M. Schmidt, Erl. zu Blatt Freudenstadt. pag. 49 u. 50.
2) M. Schmidt, Erl. zu Blatt Altensteig. pag. 35.
3) Jahresh. d. Vereins f. vaterl. Naturkunde in Württemberg. 1898. pag. 303.

**Einiges über Zellendolomite**[1] (Zellenkalke).

Zellig auswitternde dolomitische Kalke und Dolomite von brauner, gelber oder schmutzig-grauer Farbe mit feinkörnig-kristallinischer bis dichter, bisweilen auch feinfaseriger Struktur nehmen einen ziemlich beträchtlichen Anteil am Aufbau des Mittleren Muschelkalks ein. Im Verein mit den fast nie fehlenden Hornsteinen bilden sie die wichtigsten Leitgesteine für den Mittleren Muschelkalk.

Wir können zwei Typen unterscheiden:

A. Knorrige oder klotzig gestaltete löcherige Dolomite mit rundlich oder unregelmäßig eckig auswitternden Hohlräumen (Breccienstruktur). Im unteren Teil der mittleren Abteilung des nun gips- und salzfreien Mittleren Muschelkalks. Textfig. 1.

B. Geschichtete Zellendolomite mit langgestreckten, parallel der Schichtung angeordneten Hohlräumen, die in der Regel durch annähernd senkrecht zur Schichtung stehende Zellwände getrennt sind. Mittlere Abteilung. Textfig. 2.

Wie Beckenkamp[2] hervorhebt, verlaufen in fast allen Fällen die Zellwände parallel und senkrecht zur Schichtung, stellen hiernach Ebenen des geringsten Widerstandes gegen mechanische Zerreißung des ursprünglichen Gesteins dar. Von oben gesehen, erblickt man ein maschiges Netz vielfach verästelter Lamellen. Die einzelnen Lamellen (Zellwände) zeigen in der Mitte eine meist aus kristallinem Kalkspat bestehende Haarspalte, der häufig eine Haut von Brauneisen aufgelagert ist. Einzelne Zellwände der Textfig. 2 bestehen aus Chalcedon; nicht selten beobachtet man auch kristallinen Quarz. An etwas angewitterten Stücken sind die Zellen von einem zitronengelben bis braunroten eisenschüssigen kalkhaltigen Ton erfüllt. Bei weiterer Verwitterung wird derselbe mechanisch ausgeschwemmt oder chemisch gelöst. Eisenhydroxyd ist ein wichtiger unlöslicher Rückstand[3]. Häufig sind Konzentrate in den Zellen zu beobachten.

Eine etwas abweichende Ausbildung zeigen gewisse weiße Zellendolomite des südlichen Gebiets (siehe S. 12 [184]). Das Gestein zeigt durchweg eine feinfaserige Struktur. Die Oberfläche der horizontalen Lagen ist meist nierenförmig oder ähnlich den Köpfen der Nagelkalke struiert. Die Dicke der meist senkrecht stehenden Zellwände ist beträchtlicher (bis zu 5 mm und mehr) als sonst. Die Zellen sind bei nicht allzustark verwitterten Stücken mit einem grauschwarzen Ton erfüllt.

Mit der Entstehungsweise dieser Gebilde haben sich Neminar, H. O. Lang, E. Fraas, Ahlburg, Beckenkamp, H. Fischer u. a. beschäftigt.

E. F. Neminar[4] kommt auf Grund von Untersuchungen an Kalken aus dem Randgebiet des Wiener Beckens zu dem Resultat, daß die Zellenkalke keine selbständigen Gebilde sein könnten und als sekundäre Gebilde ursprünglich dichter Kalksteine anzusehen seien. Er folgert dies aus dem gewöhnlichen Auftreten der Zellenkalke in den der Erdkruste zunächst gelegenen Schichten und dem allmählich stattfindenden Uebergang in festes Gestein.

„Die Bildung der Zellenkalke wird stets durch Einwirkung kohlensäurehaltiger Gewässer veranlaßt, indem in den Spalten und Rissen der Kalksteine sich kristallinische Zellwände bilden und dann der dazwischen liegende dichte Kalkstein . . . . weil schon länger den Einwirkungen kohlensäurehaltiger

1) In Schwaben ist der Ausdruck Zellendolomit für zellig-löcherige Gesteine gebräuchlich, obwohl der Magnesiagehalt häufig nicht sehr groß ist. In der älteren Literatur ist der Ausdruck Rauchwacke häufig gebraucht.

2) Beckenkamp, Sitzungsber. d. Phys.-med. Ges. zu Würzburg. 1907. pag. 48.

3) Vgl. Ahlburg, Abh. d. K. Preuß. geol. Landesanst. N. F. Heft 20. 1906. pag. 41.

4) Ueber die Entstehung der Zellenkalke. Tschermaks Mitt. 1875. pag. 251.

Gewässer ausgesetzt, ausgelaugt wird." Die Löslichkeitsdifferenz zwischen Zellwänden und Gesteinsgrundmasse ist darin begründet, daß die einzelnen Kristallindividuen der Zellwände größer sind und damit den Einflüssen kohlensäurehaltigen Wassers eine kleinere Oberfläche bieten, als die viel kleineren kristallinischen Individuen der Kalkmasse. Letztere ist zuweilen leicht porös und damit der Verwitterung mehr ausgesetzt als die kompakten reineren kristallinischen Zellwände.

H. O. Lang [1]) hält das Vorhandensein der Zellwände („Maschenstruktur") für eine notwendige Vorbedingung für die Entstehung der Zellenkalke. „Eine derartige geeignete Maschenstruktur können Kalksteine nun entweder bei ihrer Bildung (primär) erhalten haben, wie Breccien, Konglomerate, deuterogen organogene Kalksteine (Haufwerk zusammengeschwemmter Organismenreste), oder sie kann ihnen, und das ist das Gewöhnlichere, durch mechanische Beeinflussung sekundär zuteil werden, wenn eine ausgedehnte Spaltenbildung bewirkt wurde, welcher die Spaltenausfüllung durch neugebildeten Kalkspat folgte."

E. Fraas [2]) spricht sich für folgende Entstehungsweise aus: „Diese eigenartige Bildung der Zellendolomite kehrt in verschiedenen Horizonten des Muschelkalks, der Lettenkohle und auch noch im unteren Keuper wieder. Ich halte es für eine sekundäre resp. tertiäre Bildung. Das offenbar sehr lockere und aus harten und weichen Gesteinsarten wechsellagernd aufgebaute Schichtenmaterial unterlag dem späteren Schichtendruck und wurde zu einer Breccie zusammengepreßt, wie sie sich noch häufig in der Tiefe findet (vgl. auch Endriss, l. c. pag. 23 u. ff.). Sekundär wurde die Breccie durch Kalk und dolomitische Infiltration verfestigt, und später unter Einwirkung der Atmosphärilien wurde das weiche, tonige, gipsige und salzige Material ausgelaugt, so daß als letzter Ueberrest nur das infiltrierte Bindemittel, d. h. die Umrandung der einzelnen Fragmente gleichfalls als Skelett übrig blieb."

Es ist nun klar, daß nicht alle zellig ausgebildeten Gesteine des Mittleren Muschelkalks auf diese Weise entstanden sein können, indem ein hoher Prozentsatz dieser Gesteine eine Anordnung der Zellen parallel den Schichtlagen zeigt, was einer brecciösen Bildung widerspricht.

J. Ahlburg [3]) macht u. a. auf die verschiedene Konsistenz des oft bis ins feinste aus festeren und weicheren Schichten bestehenden Kalksteins aufmerksam. „Man sieht dann die Zellenbildung stets in der Richtung der Schichtung fortschreiten, wobei naturgemäß viel kleinere und unregelmäßigere Hohlräume gebildet werden mit wenig deutlich ausgebildeten Scheidewänden, die dann nichts weiter sind, als stehen gebliebene härtere Reste des ursprünglichen Gesteins." Da Gips und Steinsalz, mit deren Auslaugung man die Ursache der Zerklüftung in Zusammenhang bringt, im Röt des südlichen Oberschlesiens fehlen, so glaubt Ahlburg die oberschlesischen Zellenkalke in der Hauptsache wohl nur durch die Einwirkung der Atmosphärilien als wichtigsten Faktor der Zerklüftung des Gesteins entstanden.

Beckenkamp [4]) führt die Entstehung der Zellwände auf Umkristallisation durch kohlensäurehaltiges Wasser unter Mitwirkung von hierbei entstehendem und sprengend wirkendem Eisenoxyd zurück. Das wenn auch nur schwach $CO_2$-haltige, meteorische Wasser bewirkt eine Umkristallisation des Fe-haltigen $CaCO_3$ (Fe dem $CaCO_3$ isomorph beigemengt), wobei das Fe als Oxyd oder Oxydhydrat ausgeschieden wird. Die frei werdende $CO_2$ vermehrt die Lösungsfähigkeit und das entstehende Eisenoxydhydrat wirkt mechanisch sprengend auf das unveränderte Gestein ein.

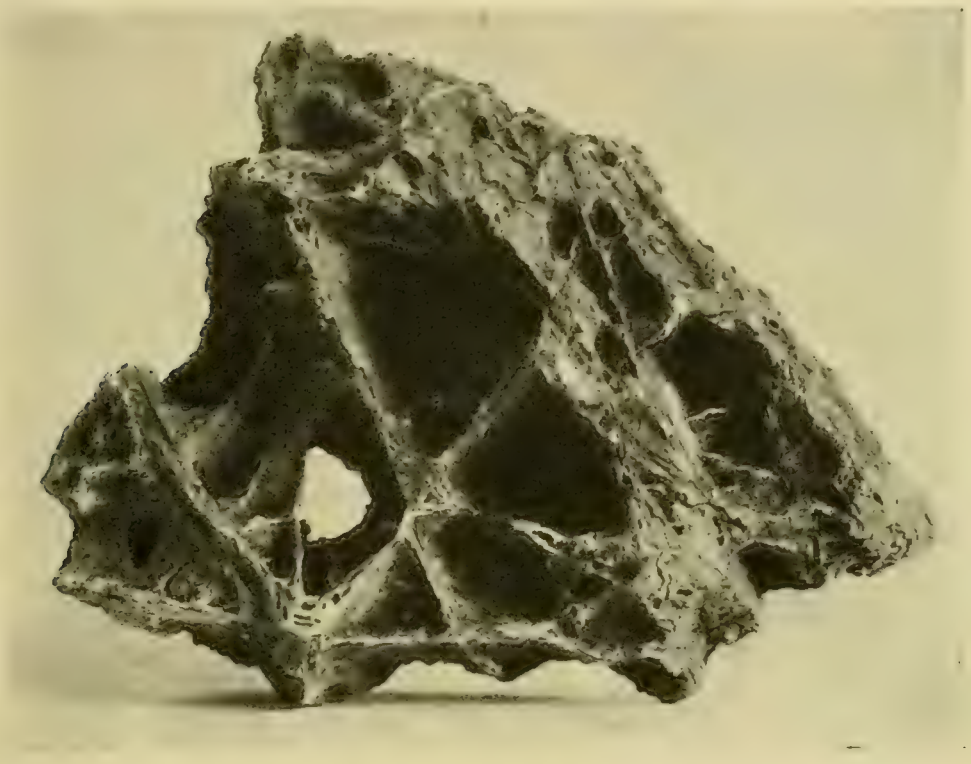
1) Zeitschr. d. D. geol. Ges. 1881. pag. 258.
2) Jahresh. d. V. f. vaterl. Naturk. in Württemberg. 1899. pag. 64.
3) Abh. d. K. Preuß. geol. Landesanst. N. F. Heft 20. 1906. pag. 38 ff.
4) Sitzungsber. d. Phys.-med. Ges. zu Würzburg. 1907. pag. 48.

Bildungsweise:

Typus A. Siehe S. 21 [193]. Textfig. 1.

Entstehung im Sinne von E. Fraas. Siehe S. 22 [194].

Aehnliche Beobachtungen beschreiben Benecke und Cohen[1]): „Man findet zuweilen noch fest verbundene Breccien aus verschieden angreifbaren dolomitischen Kalken bestehend. Die leichter zer-



Textfig. 1. Knorriger Zellendolomit (Typ A) von Weilderstadt. Ungefähr $^1/_2$ nat. Gr.

setzbaren Stücke werden zunächst mürbe, staubartig und fallen schließlich ganz heraus, während die widerstandsfähigeren sich noch lange erhalten."

An verschiedenen Punkten des Gebiets (Münklingen, Merklingen, Flözlingen) beobachtete ich größere Blöcke, die aus verschiedenen eckigen, fest miteinander verbackenen Gesteinsarten (Hornstein, verschiedene Kalkarten, Dolomit, Mergelbrocken) zusammengesetzt waren. Durch Herauswitterung des weicheren Materials entstehen die bereits auf S. 21 [193] A beschriebenen klotzig gestalteten Zellendolomite.

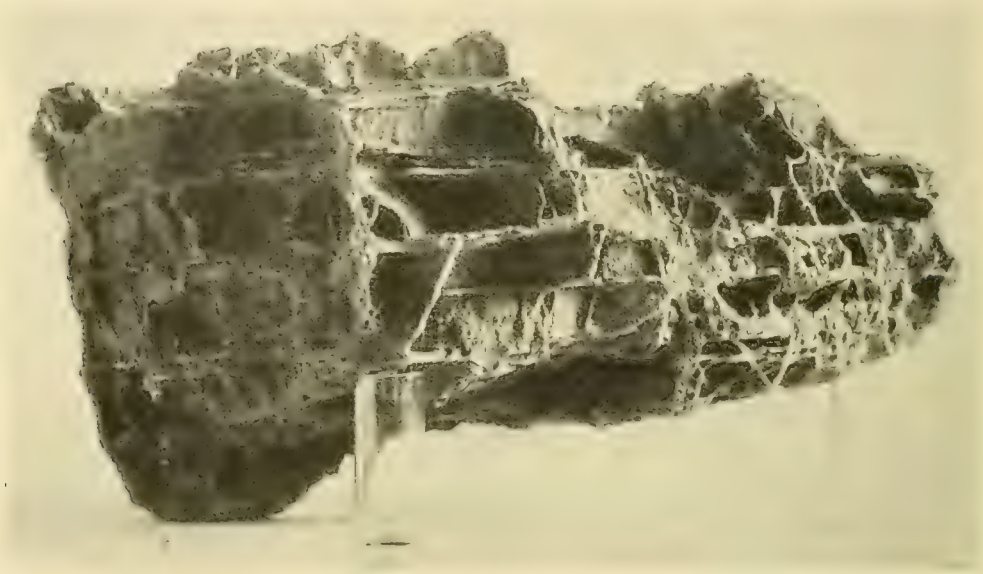
Viel einfacher ist die Entstehung mancher badeschwammartig aussehender Zellendolomite. Die dolomitischen Kalke und Dolomite sind in den wenigsten Fällen völlig homogen; die Mischung des kohlensauren Kalkes mit der schwerer auflöslichen kohlensauren Magnesia ist veränderlich. Im Kampf ums Dasein wird das Schwächere aufgelöst und fortgeführt, das Widerstandsfähigere bleibt länger erhalten[2]).

1) E. W. Benecke und E. Cohen, Geognostische Beschreibung der Umgegend von Heidelberg. 1881. pag. 369.

2) Vgl. auch Branca, Jahresh. d. Vereins f. vaterl. Naturk. in Württemberg. 1899. pag. 142.

Typus B. Siehe auch S. 21 [193]. Textfig. 2.

Als wichtigste Vorbedingung für die Entstehung der geschichteten Zellendolomite müssen wir das Vorhandensein von meist aus Calcit[1]) bestehenden Kapillarspältchen annehmen. Nach Bekenkamp[2]) sind dieselben auf Umkristallisation durch kohlensäurehaltiges Wasser unter Mitwirkung von hierbei entstehendem und sprengend wirkendem Eisen-



Textfig. 2. Geschichteter Zellendolomit (Typ B) von Salzstetten. Von der Seite gesehen. Die senkrecht stehenden Zellwände bestehen zum Teil aus Chalcedon. Ungefähr $^1/_2$ nat. Gr.

oxyd zurückzuführen. Auf diese Weise können kristalline Spalten in verschiedenen Kalken und Dolomiten entstehen, ohne daß es weiter zur Entstehung von Zellen kommt. Für die weitere Herausmodellierung der Zellendolomite muß deshalb noch ein anderer Faktor mitwirkend sein, worauf besonders Ahlburg[3]) aufmerksam macht: „Die verschiedene Konsistenz der einzelnen Lagen des ursprünglichen Kalkes kann auch wieder sekundär dadurch entstanden sein, daß durch Infiltration von Eisenverbindungen eine Zonenbildung entsteht, ähnlich wie sie bei gewissen Toneisensteinkonkretionen auftritt. Hier bietet dann die eisenreichere Zone der Auslaugung einen größeren Widerstand als die eisenärmere."

Feine Schichtung und abwechslungsweise leichter und schwerer angreifbare[4]) Schichtlagen sind neben dem Vorhandensein kristalliner Spalten für die Entstehung der Zellendolomite dieses Typs maßgebend.

---

1) Kapillarspalten aus Chalcedon oder Quarz ändern an der weiteren Entstehung nichts.

2) l. c. pag. 50.

Sehr wahrscheinlich erscheint mir auch eine rein tektonische Entstehung der Kapillarspalten. Die im Hangenden der Zellendolomite auftretende Hornsteinbank ist auch häufig stark zerklüftet (wohl durch Auslaugung der unterlagernden Gipsschichten). Die Ausfüllung der feinen Klüfte der Kalke und Dolomite kann dann neben Calcit auch durch Chalcedon und Quarz erfolgen. Vgl. S. 21 [193].

3) l. c. pag. 40.

4) Eine Infiltration mit Eisenverbindungen erscheint mir nicht absolut notwendig.

# Einige Mineralien der untersuchten Schichten.

## 1. Kieselsäure-Mineralien.

Allothigener Herkunft ist Tiefenquarz. In einigen Bänken neben wohlausgebildetem Quarz vorkommend.

Wichtiger sind die authigenen Kieselsäure-Mineralien.

### a) Quarzkristalle.

Ringsum ausgebildete, meist langsäulenförmige Quarzkristalle sind in zahlreichen Bänken, besonders in den oberen Lagen des Mittleren Muschelkalks und im unteren Trochitenkalk weit verbreitet. Fast durchweg konnten die Flächen $\infty$ R, + R und — R in allen Vorkommen festgestellt werden. Die Größe der Kristalle ist sehr schwankend; im Mittel beträgt sie etwa 30—200 μ. H. Fischer, Thürach und W. Clemm fanden ebenfalls 50—200 μ als Durchschnittslängen. Der größte allseitig ausgebildete Quarzkristall war 0,35 mm lang. Manche Bänke zeichnen sich durch vorwiegend kleine Formen von ca. 5 μ Dicke und 10 μ Länge aus.

Regelmäßig konnten körnerartige Einschlüsse[1]), in der Mitte reichlicher als am Rande, beobachtet werden. Thürach[2]) erklärt sie für Kalkspatkörnchen. H. Fischer[3]) scheint solche Einschlüsse in einigen Schlämmrückstandpräparaten gefunden zu haben und erkannte sie als stark lichtbrechende, lebhafte polarisierende Mineralbestandteile. Fischer spricht sich zum Schlusse dahin aus, daß es möglicherweise nichts anderes sind als kleine Calcitkörnchen. Durchweg fällt der gleichmäßige Bau der Kristalle auf, doch treten auch Verzerrungen durch ungleichmäßige Entwicklung der Rhomboederflächen auf. Verwachsungen mehrerer Formen (bis zu 7) parallel den Prismenflächen zu einer Reihe konnte ich, wie Clemm[4]), häufig beobachten. Durchwachsungen von Individuen sind nicht selten; oft durchkreuzen sie sich senkrecht zu den Prismenflächen. In den oolithischen Gesteinen der oberen Abteilung kommen nicht selten wohlausgebildete Kristalle im Innern von Oolithen vor (Taf. VIII [XIX], Fig. 3).

Häufig sind oft weitgehende Korrosionserscheinungen zu beobachten, wodurch die vorher wohlentwickelten Kristalle grubig angefressen erscheinen. Um Tiefenquarz kann es sich nicht handeln, da die körnerartigen Einschlüsse zu beobachten sind. Es liegen also deutlich sekundäre Anätzungen vor, die für eine große Beweglichkeit der Kieselsäure sprechen.

Makroskopische Quarzkristalle bis zu 9 mm Größe, meist in Drusen dem Gestein aufsitzend, sind häufig und oft sehr schön ausgebildet. Ich fand dieselben in Hornsteinen wie auch in Zellendolomiten, hier nicht selten Spalten ausheilend. Seit langer Zeit bekannt sind die ca. 5—25 mm großen Stink- oder Rauchquarze, die besonders schön in der weiteren Umgebung von Pforzheim auftreten und in einem porösen Gestein eingesprengt sein sollen. Sandberger[5]) beobachtete sie beim Bau des Ispringer Tunnels (Pforzheim). Kleinere Kristalle bis zu 5 mm beobachtete E. Fraas bei Loßburg, M. Schmidt bei Lombach auf Blatt Freudenstadt. Bei der Verwitterung des Gesteins reichern

1) H. Fischer, Beitrag zur Kenntnis der unterfränkischen Triasgesteine. Textfig. pag. 57.
2) Erl. zu Blatt Sinsheim der bad. geol. Spezialkarte. pag. 11.
3) l. c. pag. 7.
4) Ueber die Verkieselung von Kalksteinen, insbesondere diejenige des Muschelkalks etc. 1909. pag. 15.
5) Verh. d. Naturw. Vereins zu Karlsruhe. 1864. Heft 1. pag. 28.

sie sich im Ackerboden an, wo sie dann in der Regel gesammelt werden. E. Fraas[1]) erwähnt die Punkte Dietlingen, Ellmendingen, Oeschelbronn, Wurmberg, Mönsheim und Münklingen in der Umgebung von Pforzheim. Nach den Untersuchungen von E. Fraas, auf die ich verweisen möchte, erweisen sich diese Kristalle nicht als optisch einheitlich. Auch die Färbung ist nicht gleichmäßig verteilt (geflammt!).

**b) Amethyst.**

Meist $^1/_2$ cm große Kristalle, die ungefähr in der Farbentönung dem Vorkommen aus Rüdersdorf (O. Raabsche Sammlung des Landesmuseums der Kgl. Preuß. geol. Landesanstalt) entsprechen In Drusen von Zellendolomit. Südlicher Hackstberg bei Dätzingen (O.-A. Böblingen).

**c) Chalcedon.**

Chalcedon ist ziemlich häufig im Mittleren Muschelkalk und unteren Trochitenkalk verbreitet. Regelmäßig kommt er in Hornsteinen vor und ist dann an seiner bläulichen Farbe makroskopisch erkennbar. In Form kleiner Körner konnte er in den Lösungsrückständen der Kalke des oberen Mittleren Muschelkalks und des unteren Trochitenkalks reichlich nachgewiesen werden (Taf. V [XVI], Fig. 2).

Oberfläche traubig-nierenförmig; Farbe graulich, gelblich oder bläulich; häufig ausgezeichnet schalig oder kugelig. Die einzelnen Schalen sind entweder gleichartig (ungestreifter Chalcedon) oder verschieden gefärbt (gestreifter Chalcedon). Im letzteren Falle entstehen dann achatartige Bildungen, wobei dann die einzelnen dünnen Schichten weiß, gelb, rot etc. gefärbt sein können.

Unter dem Mikroskop wasserhell bis gelblich; bei + Nicols feinfaserig. Die durchweg sehr feinen Fasern stehen zur Oberfläche der Schalen senkrecht. Manchmal besteht die ganze Masse aus zahlreichen kleinen, radialfaserigen Kugeln, welche die für Chalcedon charakteristische Aggregatpolarisation erkennen lassen. Schnitte durch das Zentrum dieser kugeligen Gebilde geben im polarisierten Lichte ein schwarzes Kreuz (Interferenzkreuz), welches beim Drehen des Präparates an seiner Stelle bleibt (Taf. VI [XVII], Fig. 5 u. 6; Taf. VIII [XIX], Fig. 2).

An einer Kluftausfüllung eines Hornsteins (Taf. VI [XVII], Fig. 5) konnte der negative Charakter der Doppelbrechung sowie Zweiachsigkeit derselben festgestellt werden. Anschließend an die aus Quarz und Chalcedon bestehende oolithische Hornsteinmasse folgt von beiden Seiten her zunächst eine Lage äußerst fein gefaserten Chalcedons (*a*), dann eine Zone mit feiner zierlicher Bänderung (*b*), hierauf eine schmälere hellere (*c*) und an diese anschließend eine breitere Zone mit gröberer Struktur (*d*). Diese 4 Zonen sind optisch einheitlich gebaut. Im Anschluß an die innerste Zone (*d*) folgt grobkristalliner Quarz. An relativ großen Kristallen der Chalcedonzone (*d*), die dicht neben Quarz auftreten und diesem auf den ersten Blick nicht unähnlich sind, sich aber durch ihre unscharfe Auslöschung wie auch durch Verkettung mit den anderen Zonen als Chalcedon erweisen, konnten die oben bereits erwähnten optischen Eigenschaften des Chalcedons ermittelt werden.

**d) Amorphe Kieselsäure.**

In Lösungsrückständen, sowie den Achsenkanal der Spongiennadeln ausfüllend. Vielleicht auch in den Hornsteinen. Nach Knop[2]) kommt in den Hornsteinen Opalsubstanz mit der kristallinischen Kieselsäure gemengt vor.

1) Begleitworte zu Atlasblatt Liebenzell. pag. 20.
2) N. Jahrb. f. Min. etc. 1874. pag. 285.

### e) Hornstein.

Charakteristisch für den Mittleren Muschelkalk weiter Gebiete der germanischen Trias ist eine mehr oder weniger reiche Führung von knollenförmigen oder bankartigen Kieselsäureausscheidungen. Da dieselben mit wenigen Ausnahmen diesen Horizont in der germanischen Trias einhalten, so kann man sie im Verein mit den charakteristischen Zellendolomiten für viele Gegenden als Leitgesteine für Mittleren Muschelkalk ansehen. Auch das Vorkommen in meist oolithischen Gesteinen des unteren Trochitenkalks scheint für weite Gebiete Deutschlands allgemein zu sein. Die Ausbildung dieser Ausscheidungen ist eine sehr verschiedene.

Mineralogisch werden Kieselsäureausscheidungen mit dichter Quarzmasse als Hornstein, mit Chalcedon aber als Feuerstein bezeichnet.

Die im Mittleren Muschelkalk vorkommenden Kieselsäureausscheidungen bestehen aus Quarz (grobkörnig, feinkörnig bis dicht) und Chalcedon, häufig ohne irgendwelche Gesetzmäßigkeiten vermischt. Manche Partien sind reicher an Chalcedon (Taf. VI [XVII], Fig. 6), andere wieder ärmer. Die Zwischenmasse zwischen den einzelnen Oolithen besteht vorwiegend aus Chalcedon, während die Oolithe größtenteils aus dichtem Quarz bestehen, doch kommt auch hier Chalcedon vor. Man könnte deshalb mit ebendemselben Rechte von Hornsteinen mit Chalcedon oder Feuersteinen mit dichtem Quarz reden. Der Volksmund gebraucht den Ausdruck Feuerstein[1]). Da in der geologischen Literatur seit den Zeiten Friedrich v. Albertis diese Gebilde als Hornstein aufgeführt werden, so gebrauche ich weiter diesen Namen.

Eigenschaften: Farbe vorwiegend dunkel bis pechschwarz (infolge der Führung von Bitumen). Helle Hornsteine sind auch nicht selten. Ein Handstück kann oft dunkle nnd helle Partien in mehrfachem Wechsel zeigen. Unter den hellen Hornsteinen sind blaugraue besonders erwähnenswert. Seltener rötlich oder rötlichbraun (wohl durch Infiltration von Eisenoxyd). Kantendurchscheinend bis undurchsichtig, matt bis stark glänzend. Bruch muschlig bis splittrig. Häufig stark zerklüftet (Hornsteinbank). Oberfläche meist rauh, manchmal mit Hohlräumen von Pseudomorphosen nach Anhydrit bedeckt. In Bänken oder Knollen den Dolomiten und Kalken eingelagert. Bankartige Hornsteine kommen hauptsächlich in der mittleren Abteilung vor, während in der oberen Abteilung fast ausschließlich Knollen vorherrschen.

Bei dem Verkieselungsprozeß ist durch die im Gestein ausgeschiedene Kieselsäure der Kalk lokal verdrängt worden. Manche Hornsteine führen fast gar kein Karbonat (die bankartigen Hornsteine der mittleren Abteilung), andere (Hornsteinknollen der oberen Abteilung) wieder recht beträchtliche Mengen.

Häufig sind die Hornsteine zierlich gebändert[2]) (Weilderstadt, Simmozheim, Lombach, Wittendorf, Villingen). Die Bänder durchkreuzen sich oft mehrmals. Bei der Verwitterung werden die Zonen verschieden angegriffen, indem die breiteren hellen Zonen leichter verwittern als die schmäleren dunklen. Offenbar setzen die dunklen, stärker bituminösen Zonen (Bitumen flockig angereichert) der Verwitterung einen stärkeren Widerstand entgegen als die hellen, anscheinend bitumenärmeren Zonen (Taf. VI [XVII], Fig. 3).

1) Gab Veranlassung zur Namengebung eines Gewands („Feuerstein") auf Markung Weilderstadt. Hier ist stellenweise der Ackerboden ganz erfüllt von den schwarzen oolithischen Hornsteinen.

2) R. E. Liesegang (Geologische Diffusionen. 1913) bespricht in einem besonderen Kapitel „Gebänderte Feuersteine" (XV. pag. 128) diese merkwürdigen Bildungen. Gewöhnliche und zusammenstoßende Ringsysteme sind keineswegs selten.

Die Verwitterung der Hornsteine geht häufig sehr langsam vor sich. Infolgedessen reichern sie sich im Ackerboden an, so daß dieser stellenweise wie gepflastert ist. Infolge der Abschwemmung erleiden die Hornsteine oft nur eine Rundung der Kanten, weshalb sie sich in manchen Ablagerungen anreichern können (tertiäre Küstenkonglomerate, Deckenlehm etc.). Auch die Neckargeschiebe bei Tübingen führen reichlich Hornsteine. Die Zerkleinerung erfolgt meist mechanisch. Die bankartigen Hornsteine zeigen nicht selten eine intensive Zerklüftung senkrecht zur Schichtung. Bei der Auslaugung der darunterliegenden Gips- und Salzschichten zerbarsten bei oft geringen Spannungen diese spröden Gesteine. Intensive Sonnenbestrahlung wie auch starker Winterfrost werden ebenfalls ihren Teil dazu beitragen, daß die an und für sich sehr harten Gesteine manchmal durch einen starken Hammerschlag in zahlreiche scharfkantige Splitter zerfallen. Weniger mechanisch, sondern vielmehr biologisch-chemisch erfolgt die Verwitterung der karbonathaltigen knolligen Hornsteine der oberen Abteilung. Nachdem das Karbonat größtenteils weggeführt ist, siedelt sich eine reiche Pilz- und Flechtenvegetation in den Hohlräumen an. Die Hornsteine werden schließlich ganz von Pilzhyphen durchzogen, nehmen mehr und und mehr ein lockeres Gefüge an und können dann in den Händen zerrieben werden.

Die chemische Zusammensetzung der Hornsteine ist im allgemeinen keinen großen Schwankungen unterworfen. Der überwiegende Bestandteil ist Kieselsäure. Kohlensaurer Kalk kann fehlen (Hornsteinbank) oder auch recht erheblich sein (Knollen der oberen Abteilung). W. Clemm[1]) konnte in Kieselknollen des unteren Trochitenkalks von Emmendingen erhebliche Mengen von kohlensaurem Kalk nachweisen. Sesquioxyde und Magnesia fehlen dagegen fast völlig. Knop[2]) veröffentlicht eine von G. Wagner ausgeführte Analyse eines verkieselten Ooliths des Mittleren Muschelkalks der Gegend von Durlach:

| | |
|---|---|
| Kieselsäure . . . . . | 96,95 Proz. |
| Titansäure . . . . . | 1,53 „ |
| Eisenoxyd . . . . . | 0,54 „ |
| Organische Substanz . . | geringe Mengen |
| Kalkerde . . . . . | 0,00 |
| | 99,02 Proz. |

Das Gestein gehört der die mittlere Abteilung beschließenden Hornsteinbank an.

Das Vorkommen der Hornsteine ist ziemlich schwankend; in einigen Gegenden sind manche Stellen wie gepflastert (Salzstetten, Haiterbach, Weilderstadt), wieder in anderen muß man dieselben suchen. In dem Versuchsschacht unterhalb Sulz bei Holzhausen beobachtete v. Alberti[3]) 5 Lagen Hornsteine, teils nesterweise auftretend, teils Lager bildend. Im Bohrloch bei Rottenmünster fanden sich 3 Lagen, während sich in den nur ca. 1 km von jenem entfernten Bohrlöchern an der Prim kaum eine Spur derselben fand.

#### f) Quarzitähnliche Gebilde.

In dolomitischen Gesteinen findet man nicht selten größere Knollen oder unregelmäßige Massen durchweg weißen, etwas porösen schneeweißen Quarzes. Die Oberfläche ist manchmal rostfarbig infolge des langen Umherliegens. Auf den Blättern Villingen und Niedereschach treten kompakte Lager auf. Fast überall kann man wenigstens erbsen- bis faustgroße Stücke finden.

1) W. Clemm, l. c. pag. 13.
2) Ueber Kieselsäureabscheidungen und Oolithbildung. N. Jahrb. f. Min. etc. 1874. pag. 284.
3) Gebirge d. Kgr. Württemberg. 1826. pag. 62 und Beitrag zu einer Monographie etc. 1834. pag. 65.

### Herkunft der Kieselsäure.

Ueber die Herkunft der Kieselsäure für die zahlreichen Kieselsäureausscheidungen des Mittleren Muschelkalks und des unteren Trochitenkalks sind die Ansichten sehr geteilt.

O. M. Reis[1]) folgert aus Bohrprofilen des Mittleren Muschelkalks von Franken, daß die bankartigen Kieselsäureausscheidungen in den zum Teil auch gipsführenden Dolomiten des oberen Mittleren Muschelkalks heißen Quellen entstammen. Aus dem Auftreten von Dolomiten mit konglomeratischen Einlagerungen im oberen Teil der salinarischen Ablagerungen schließt Reis auf eine stetige Senkung der Barre, die aber nicht lange anhält. Die Barre wird von neuem gehoben, wodurch ein erneuter Absatz von Gips und Anhydrit eintritt. Aus den durch das abermalige Senken der Barre entstehenden tektonischen Vorgängen glaubt Reis den Schluß ziehen zu dürfen, daß damit das Auftreten von heißen kieselsäurehaltigen Quellen im Zusammenhang steht.

„Mit diesen tektonischen Vorgängen hängt vielleicht auch das Auftreten der wohl heißen Quellen entstammenden bankartigen Kieselsäureausscheidungen in den zum Teil auch Gips führenden Dolomiten des obersten Mittleren Muschelkalks zusammen, welche sich als Hornsteinknollen in der Saar- und Bliesgegend noch in den Trochitenkalken fortsetzen."

Diese Ansicht kann nicht zu einer befriedigenden Lösung der Frage beitragen, da Kieselsäureausscheidungen für den Mittleren Muschelkalk des ganzen Gebiets der germanischen Trias charakteristisch sind. Es müßte dann der ganze Meeresboden von heißen Quellen bedeckt gewesen sein, um diese enormen Mengen zu liefern. Lokal können aber recht wohl solche Zustände geherrscht haben.

Eine andere Ansicht vertritt W. Clemm[2]) in seiner Spezialarbeit. Seine Theorie gipfelt darin, daß „durch Verwerfungen von Teilen der Erdrinde gegeneinander größere Spalten und Risse entstanden sind, die das Aufsteigen kieselsäurehaltiger Lösungen ermöglichten". „In besonders schöner Weise sind diese Verhältnisse an der Hauptschwarzwaldverwerfung zu beobachten, auf deren ganze Erstreckung hin sich eine Abscheidung von Kieselsäure beobachten läßt, die, auf das anstehende Nebengestein übergreifend, dieses bisweilen auf beträchtliche Entfernungen hin ganz verkieselt, wie dies namentlich in der Umgebung von Badenweiler in ausgedehntem Maße der Fall ist"[3]). In einem zusammenfassenden Berichte kommt der Verfasser auf Grund von Analysen und äußerst sinnreichen Experimenten zu folgenden Schlüssen[4]):

„Da in dem untersuchten ganz oder teilweise verkieselten Muschelkalk Calciumsilikat nicht vorhanden war, können für die Verkieselung des Gesteins Alkalisilikatlösungen nicht wohl in Betracht kommen.

Das gleichzeitige Vorkommen von Flußspat und Schwerspat macht es vielmehr sehr wahrscheinlich, daß es Lösungen von Kieselfluorbarium waren, welche die Verkieselung herbeiführten. Kieselfluorbarium setzt sich mit kohlensaurem Kalk bei Gegenwart von Gips zu Bariumsulfat und Fluorcalcium um unter Abscheidung von Kieselsäure und Freiwerden von Kohlensäure, die sich mit überschüssigem Calciumkarbonat zu Bikarbonat vereinigt."

Diese Deutung der Verkieselungserscheinungen im Muschelkalk kann nicht allen Anforderungen gerecht werden, denn es treten die Hornsteine auch in nicht gestörten Gebieten auf und vor allem immer

1) Geognostische Jahreshefte. 1901. pag. 116.

2) Ueber die Verkieselung von Kalksteinen, insbesondere diejenige des Muschelkalks im badischen Oberlande. Inaug.-Diss. 1909.

3) l. c. pag. 12.

4) l. c. pag. 52.

in einem ganz bestimmten Horizonte. Die Verkieselung von Schichten in der Nähe von Spalten und Verwerfungen sind Spezialfälle, die für so weite Gebiete, um die es sich hier handelt, nicht verallgemeinerungsfähig sind. Schon lange ist es bekannt, daß Schichten in der Nähe von Spalten, wo Lösungen aller Art zirkulieren können, stark verkieselt sein können, z. B. Nachbargestein der Gänge im Schwarzwald.

M. Bräuhäuser[1]) nimmt eine „allgemein im mittleren Muschelkalk herrschende Neigung zu junger Verkieselung" an.

---

Der Kieselsäuregehalt kann primär einer Schicht (inklusive der etwaigen Kieselsäureführung am Meeresboden) angehören (z. B. $SiO_2$, Tonerdesilikate und andere Silikate oder kieselsäureführende Organismen, wie Spongien, Radiolarien, Diatomeen) oder erst sekundär durch Eindringen kieselsäurehaltiger Lösungen der Schicht zuteil geworden sein.

Rauff[2]) schreibt dem fast nie fehlenden Tongehalt der Kalksteine einen wesentlichen Einfluß auf die Verkieselung zu. Die Tonpartikelchen werden durch die Einwirkung von Kieselsäure oder Kohlensäure oder beiden zersetzt unter Bildung relativ leicht löslicher Kalk-Tonerdesilikate, während Kieselsäure als schwer lösliches Endprodukt der Zersetzung abgeschieden wird. Eine weitere Bedeutung kommt nach Rauff den Tonerdesilikaten zu, indem sie die Kieselsäure ansichreißen und niederschlagen (Massenwirkung!).

Die Gesteine des oberen Mittleren Muschelkalks und des unteren Trochitenkalks sind ziemlich tonhaltig. Offenbar verdanken sie ihre reichliche Quarzführung (wohlausgebildete Kristalle) dieser Zersetzung des Tongehalts, die wohl mit der Umkristallisation Hand in Hand ging. Die in diesen Schichten ebenfalls vorkommenden Hornsteine können unmöglich nur aus einer Zersetzung des Tones resultieren, da dieser wohl nicht zur Bildung dieser ungeheuren Massen ausgereicht hätte. Es kann also für den Kieselsäuregehalt dieser Schichten nur entweder eine Führung von Kieselsäure im Sediment (entweder freie Kieselsäure oder in Form kieselsäurehaltiger Organismen) oder ein Eindringen kieselsäurehaltiger Lösungen in das erhärtete Sediment (feste Gesteine, also postlithogen) in Betracht kommen. Für die Beantwortung dieser Fragen war nun das Auffinden von Stabnadeln von Silicispongien entscheidend. Erstmals beobachtete ich diese Kieselnadeln in einer ca. 2 m mächtigen Schichtfolge eines grauen oolithischen hornsteinführenden Kalkes des unteren Trochitenkalks vom Wartberg (Profil VIII 7 u. 8) bei Pforzheim, als ich die Quarzführung dieser Schichten feststellen wollte. Massenhaft erhält man die zierlichen, leicht gekrümmten Nadeln durch Auflösen des Gesteins in Salzsäure (Taf. V [XVI], Fig. 2, siehe auch S. 49 [221]). Seltener zu beobachten, weil schwieriger nachzuweisen ist das Vorkommen in Hornsteinen des Mittleren Muschelkalks, da man hier nicht mehr durch Behandeln mit Säuren die Formen isolieren kann; Taf. VII [XVIII], Fig. 5 zeigt verschiedentlich Querschnitte durch Kieselnadeln, die zum Teil ganz aus Chalcedon bestehen oder aber in der Mitte einen Achsenkanal aus Opal erkennen lassen.

Die in der Regel 1,5 mm langen und schwach $^1/_{10}$ mm (75 μ) dicken Stabnadeln zeigen durchweg einen ziemlich deutlichen Achsenkanal. Die Nadeln bestehen aus Chalcedon; der Achsenkanal selbst ist entweder ebenfalls mit Chalcedon oder häufiger mit amorpher Kieselsäure (Opal) erfüllt. Stabnadeln

1) Erl. zu Blatt Schramberg. pag. 59.
2) Palaeospongiologie. Palaeontographica. Bd. 40. 1893. pag. 226.

rezenter Slicispongien bestehen im wesentlichen aus kolloidaler oder amorpher Kieselsäure mit einem etwas wechselnden Gehalt an Wasser, während der Achsenkanal aus organischem Material besteht.

H. Rauff[1]) hat interessante Mitteilungen über den Aufbereitungsprozeß der Kieselnadeln gegeben. Der Achsenkanal ist bei frischen Nadeln meist äußerst fein; erst durch Mazeration im Meerwasser, das eine relativ kräftig ätzende und lösende Wirkung auf die Skeletteile abgestorbener Kieselspongien ausübt, erfährt er eine mehr oder weniger starke Erweiterung.

Zahlreiche Beobachtungen am vorliegenden Material haben in der Tat ergeben, daß bei relativ gut erhaltener äußerer Form der Nadeln (Oberfläche gelegentlich rauh) die zentralen Lagen stärker angreifbar sind, als die äußere Schicht. Der Achsenkanal zeigt bei gleichbleibenden Dimensionen verschiedene Breite. Bei einer durchschnittlichen Breite von 75 μ der Stabnadel betrug der dünnste Achsenkanal 8—10 μ. Bei ungefähr gleicher Länge konnten alle möglichen Uebergänge bis zu 30 μ Breite beobachtet werden. An den zahlreichen Nadeln von Taf. V [XVI], Fig. 2 sind die Verhältnisse gut zu beobachten. (Die Nadeln waren meist nicht zerbrochen!) Es liegen also mindestens 2—3mal breitere Achsenkanaldurchmesser vor, als ursprünglich vorhanden waren.

Nach Rauff[2]) sind rezente Kieselnadeln isotrop und geben, in Canadabalsam eingebettet, klare Bilder. Durch den Fossilisationsprozeß tritt in der Regel eine molekulare Umlagerung ein, wodurch die Substanz in den kryptokristallinischen oder kristallinischen Zustand übergeht. Im gewöhnlichen Licht und uneingebettet, erschienen die Nadeln matt, weiß-porzellanartig. In den allermeisten Fällen erhält man bei in Canadabalsam eingebetteten Nadeln ein undeutliches Bild mit unscharfen Umrissen, während bei Einbettung in Wasser oder Glyzerin die Formen deutlich erscheinen. Im vorliegenden Falle traf dies nicht zu, denn das Präparat von Taf. V [XVI], Fig. 2 ist in Canadabalsam eingebettet. Dieselbe Beobachtung machte Hinde[2]).

Der so erbrachte Beweis von freier Kieselsäure am Boden des Muschelkalkmeeres (also im noch nicht verfestigten Sediment) wird auch anderweitig bestätigt. H. Fischer[3]) berichtet über schon am Meeresgrund mit Kieselsäure infiltrierte Oolithe aus Gesteinen des Trochitenkalks von Franken. Hier treten in einer 20—30 cm mächtigen Bank Oolithe auf, die mit amorpher Kieselsäure teilweise oder völlig imprägniert sind, und solche, die nicht verkieselt sind. Nach Fischer sind die Oolithe mit amorpher Kieselsäure allothigener Herkunft, sind also aus einem anderen Sediment hierher verschwemmt worden. Man hat hier den schönsten Beweis dafür, daß bereits Verkieselungen am Meeresgrunde vorkommen. Daß die Kieselsäure wieder rasch ausgeschieden werden kann, zeigt noch folgende Beobachtung. Gwyn Jeffreys[4]) hat in Grundproben Foraminiferen gefunden, deren Inneres mit Kiesel erfüllt war. Diese Beobachtung ist von großer Bedeutung. Auf der einen Seite Auflösung der Nadeln vor der Sedimentation und auf der anderen bereits eine Ausfällung der Kieselsäure, ehe die Foraminiferenschalen eingebettet sind.

Eine andere Quelle für den Kieselsäurereichtum des Mittleren Muschelkalks wäre noch die Annahme einer das Muschelkalkmeer umgebenden Wüste. Passarge[5]) macht auf den Reichtum der Wüsten an löslicher Kieselsäure in Form von Opal und Chalcedon, ohne die geringste Annahme heißer Quellen oder Geysirs aufmerksam. In noch größerem Umfang kommt es zur Ansammlung von Salzen,

1) l. c. pag. 145.
2) Rauff, l. c. pag. 207.
3) Experimentelle Studien über die Entstehung der Sedimentgesteine. Monatsber. d. D. geol. Ges. 1910. pag. 252.
4) L. Cayeux, Dépôts Siliceux. Mémoires de la Soc. géol. du Nord. T. IV 2. 1897. pag. 73.
5) Die klimatischen Verhältnisse Südafrikas seit dem mittleren Mesozoicum. 1904. pag. 184—185.

von denen die kohlensauren Salze eine ganz wesentliche Rolle spielen. Von besonderer Bedeutung ist hier die in der Regel hohe Temperatur (bis zu 70° im Sande)[1]. Kommt es nun zum Ausbruch von Niederschlägen, so müssen die kohlensauren Alkalien in großen Massen in Lösung gehen; es sind daher die zirkulierenden Gewässer imstande, reichlich Kieselsäure zu lösen, welche weiter transportiert wird.

Ich glaube genügend gezeigt zu haben, daß für die Hornsteine des Mittleren Muschelkalks und des unteren Trochitenkalks eine diagenetische[2] Entstehung wahrscheinlich ist. Wenn auch in den meisten Hornsteinen keine[3] Spongien beobachtet werden konnten, so ist doch auf der anderen Seite ihr Nachweis von nicht zu unterschätzender Bedeutung. Nicht unwahrscheinlich ist es, daß ihr Vorkommen einst allgemeiner war und nur durch starke Auflösung unseren Blicken entzogen wurde. Recht plausibel erscheint mir auch eine Einschwemmung von gelöster Kieselsäure mit den Niederschlägen einer das Mittlere Muschelkalkmeer umgebenden Wüste. Für die Feuersteine der Kreide unterliegt es wohl keinem Zweifel mehr, daß in erster Linie Spongien die Kieselsäure dazu geliefert haben. Die Mehrzahl der Autoren erklärt die Flintknollen als diagenetisch entstandene Konkretionen.

Selbst bei Annahme einer jungen Verkieselung durch Eindringen kieselsäurehaltiger Lösungen müssen wir uns die weitere Frage vorlegen: Warum haben sich Hornsteine hauptsächlich in den oberen Lagen des Mittleren Muschelkalks und des unteren Trochitenkalks gebildet und nicht im übrigen Muschelkalk[4]?. Eine selektive Verkieselung z. B. der durchgehenden Hornsteinbank der mittleren Abteilung erscheint mir wenig glaubwürdig. Nicht abstreiten möchte ich damit das relativ junge Alter mancher Kieselsäureausscheidungen (z. B. Quarzite). Durch die in den Gesteinen zirkulierenden $CO_2$-haltigen Gewässer wird Kieselsäure gelöst und wiederausgeschieden. Wo viel Kieselsäure vorhanden ist, tritt natürlicherweise auch eine Wanderung derselben ein. Den ersten Hornsteinen des Mittleren Muschelkalks auf sekundärer Lagerstätte begegnen wir meines Wissens im Tertiär[5].

### 2. Pseudomorphosen nach Anhydrit.

Eine weite Verbreitung besitzen Pseudomorphosen von Kieselsäuremineralien (Chalcedon, grob- bis feinkörniger Quarz) und Karbonat nach Anhydrit in Hornsteinen des ganzen Gebiets. Die Pseudomorphosen kommen sowohl in oolithischen wie oolithfreien Hornsteinen, Bänken wie Knollen vor, konnten aber nie in dem umgebenden Gestein (Dolomit oder Kalk) beobachtet werden. Die durchweg vollkommen umschlossenen tafelförmigen Kristalle sind äußerst einfach gebaut und besitzen 3 aufeinander senkrecht stehende Flächen, die 3 Pinakoide. Genau dieselben Kristallformen zeigt ein Handstück aus dem Mittleren Muschelkalk von Schacht Wilhelmsglück in Württemberg (Tübinger Universitätssammlung). Kombinationen kommen nicht vor. Vertikale Streifung ist nicht erkennbar. Die Flächen

1) R. Lang, Der mittlere Keuper im südlichen Württemberg. Jahreshefte des Vereins f. vaterl. Naturkunde in Württemberg. 1910. pag. 39.

2) Unter Diagenese faßt Joh. Walther (Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. 1893/1894. I. pag. 205; II. pag. 548) alle Gesteinsveränderungen zusammen, die vom Absatz des Gesteinsmaterials bis zur völligen Verfestigung an demselben sich abspielen.

3) Der Nachweis in Hornsteinen ist ziemlich schwer. Dazu fehlte mir auch die Zeit, um diese langwierigen Untersuchungen durchzuführen und die zahlreichen Hornsteine systematisch daraufhin zu prüfen.

4) In der dolomitischen Region (*Trigonodus*-Dolomit) des Oberen Muschelkalks kommen gelegentlich Hornsteine vor. H. Fischer fand „eine wohlerhaltene einachsige Kieselnadel mit Achsenkanal“ in Chalcedon und Hornstein führenden Kalken mit *Ceratites semipartitus* in Franken: Beitrag zur Kenntnis der unterfränkischen Triasgesteine. Geognost. Jahreshefte. 1908. pag. 8.

5) E. Schaad konnte in Juranagelfluh der Schweiz bis 5 cm große eckige oolithische Hornsteine des Mittleren Muschelkalks nachweisen; ebenso werden anderweitig Hornsteine aus oligocänem Küstenkonglomerat etc. erwähnt.

sind stark glänzend; ein Unterschied in der Intensität des Glanzes der einzelnen Flächen ist nicht erkennbar. Häufig durchwachsen sich zwei oder mehr Kristalle, anscheinend ohne irgendwelche Gesetzmäßigkeit. Als Durchschnittsgrößen konnte ich ermitteln:

Länge 10 mm Breite 6 mm Höhe 2 mm.

Maximale Länge 2,5 cm (Brunnenberg bei Dornstetten). An einem oolithischen Hornstein aus Merklingen waren abnorm dünne Tafeln zu beobachten. Meist liegen nur noch Hohlpseudomorphosen vor, die bisweilen noch von einer mehligen Substanz erfüllt sind; dadurch erhalten die Hornsteine ein zernagtes Aussehen. Häufig ist die Oberfläche von diesen Pseudomorphosen bedeckt. Die von v. Alberti[1]) erwähnten Afterkristalle auf der Oberfläche von Hornsteinen gehören wohl auch hierher, ebenso die in den Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Württemberg erwähnten scharf erhaltenen prismatischen Hohlräume[2]) bzw. Hohlpseudomorphosen[3]).

Im ganzen Gebiet ließen sich dünnbankige (1—7 cm mächtig, durchschnittlich 3—5 cm) blaugraue Hornsteine in gelbem bis schmutziggrauem, dichtem Dolomit nachweisen (Pforzheim, Alt-Hengstett, Stammheim, Einfürst bei Breitenau, Villingen). Neben tafelförmigen Pseudomorphosen bzw. Hohlpseudomorphosen nach Anhydrit kommen in dem vorwiegend aus Chalcedon bestehenden Gestein noch nadelförmige Pseudomorphosen vor (Taf. VII [XVIII], Fig. 1 u. 2), die ebenfalls als Anhydrit[4]) bestimmt wurden. O. M. Reis[5]) erwähnt haar-, nadel- bis tafelförmige Anhydritkriställchen bei Beschreibung von Bohrprofilen aus dem Mittleren Muschelkalk von Franken.

Größenverhältnisse der Nadeln:

| | Maximum | Minimum | durchschnittlich |
|---|---|---|---|
| Länge | 1500 μ (1,5 mm) | 138 μ | 500 μ |
| Breite | 91 μ | 10 μ | 30—75 μ |

Senkrecht zu der Längs- und Quererstreckung verlaufen ausgezeichnete Blätterbrüche, am vollkommensten senkrecht zur Längserstreckung. Die Begrenzung der Querseite ist seltsamerweise häufig unscharf, doch konnten verschiedentlich recht scharfe Begrenzungen festgestellt werden. Ziemlich häufig verläuft die Querstreifung nicht bis zum Rande, so daß man glauben könnte, daß die Nadeln mit einer dünnen Haut eines anderen Minerals überzogen wären.

Diese nadelförmigen Pseudomorphosen nach Anhydrit konnten auch in oolithischen bankartigen Hornsteinen von Stammheim, Dornstetten, Egenhausen, Römlinsdorf etc. beobachtet werden (vgl. auch Taf. VII [XVIII], Fig. 3, 4, 5), nicht aber in der Hornsteinbank von Weilderstadt.

Häufig zeigen Stücke der oolithischen Hornsteinbank von Weilderstadt an angewitterten Stellen rechtwinklige Spaltrisse, die ebenfalls als Pseudomorphosen nach Anhydrit bestimmt wurden. Oft besteht die ganze Bank aus diesen Pseudomorphosen. An günstig angewitterten Stellen können tafelförmige Kristalle abgelöst werden; dieselben sind meist stark glänzend. Die Oolithe werden von den Spaltrissen durchzogen. Wir haben danach komplizierte Umwandlungen zu

1) Gebirge des Königreichs Württemberg. pag. 63.

2) M. Schmidt, Blatt Altensteig. pag. 31.

3) A. Schmidt, Blatt Dornstetten-Dettingen. pag. 27.

4) Herr Professor Dr. Ad. Sauer an der Technischen Hochschule in Stuttgart hatte die Freundlichkeit, mir einige Schliffe und Gesteine durchzusehen, und konnte meine Ansicht bestätigen. Es sei ihm auch an dieser Stelle dafür herzlich gedankt.

5) Geognostische Jahreshefte. 1901. pag. 61.

vermuten. Die Oolithe mögen, wie LINCKS[1]) Experimente bestätigen, durch die Reaktion von $Na_2CO_3$ bzw. $(NH_4)_2CO_3$ mit dem $CaSO_4$ des Seewassers als $CaCO_3$[2]) ausgeschieden worden sein. Danach muß irgendwie das $CaCO_3$ durch Anhydrit ersetzt worden sein. Hierauf wurde der Anhydrit durch Chalcedon oder andere Kieselsäuremineralien verdrängt. Möglicherweise war der ganze Vorgang noch komplizierter.

Noch interessantere Umwandlungen liegen bei tafelförmigen Pseudomorphosen von Karbonat nach Anhydrit vor. Dieselben treten sowohl in oolithischen wie oolithfreien Hornsteinknollen und Bänken auf. Hier wird die Kieselsäure der Pseudomorphosen nach Anhydrit wieder sekundär durch Karbonat (Calcit) verdrängt. Die Umwandlung beginnt außen und schreitet gegen innen weiter. An einigen Stücken ist die umgewandelte Schicht ganz dünn; bei anderen wird sie immer dicker bis zum völligen Ersatz. Das Karbonat ist innerhalb desselben Kristalls optisch einheitlich orientiert. Nicht selten beobachtet man in der Mitte noch einen kieseligen Streifen. Beim Auflösen in HCl bleibt meist ein feinkieseliges Pulver zurück. Nach diesen Beobachtungen wird man wohl nicht fehlgehen in der Annahme, daß einige gekröseartige Hornsteine, die zusammen mit Hornsteinen mit Pseudomorphosen nach Anhydrit vorkommen, wohl ursprünglich aus Anhydrit bestanden, wobei dann der Anhydrit unter Wasseraufnahme in Gekrösegips übergegangen ist und dann weiter die Verkieselung erfolgte.

Die bei Aidlingen im Verbande mit Zellendolomiten vorkommenden blauen Hornsteinknollen bestehen durch und durch aus Pseudomorphosen nach Anhydrit. Eine ursprüngliche Annahme von Anhydritknauern erscheint gerechtfertigt und bildet ein Gegenstück zu den Vorkommen von Gipsknauern in tonig-mergeligem Gestein der oberen Abteilung beim Waldmössinger Römerkastell[3]).

Ob irgendwelche Beziehungen zwischen Kieselsäure und Anhydrit bestehen, lasse ich einstweilen dahingestellt. Zusammen mit Quarz und erfüllt mit Einschlüssen von Wasser und liquider Kohlensäure beobachtete G. SPEZIA[4]) Anhydrit im Simplontunnel zwischen 4492 m und 4520 m vom Mundloch bei Iselle entfernt.

Nicht uninteressant sind folgende Beobachtungen über das Vorkommen kleiner Anhydritkristalle in Kalken des Muschelkalks. O. M. REIS[5]) beschreibt kleine Anhydritkristalle in Oolithen des Mittleren Muschelkalks von Bergrheinfeld und Kleinlangheim in Franken, weiterhin aus oolithischen Schichten des unteren Muschelkalks von Franken. H. FISCHER[6]) beobachtete Anhydrit in Schlämmrückständen und Dünnschliffen von Encrinitenkalk an seiner relativ starken Licht- und Doppelbrechung, sowie an seiner rechtwinkligen Spaltbarkeit.

### 3. Pseudomorphosen nach Glauberit.

Eine 2 cm große Pseudomorphose von Hornstein nach einem monoklinen, flach-tafelförmigen Kristall wurde als Glauberit ($Na_2SO_4 \cdot CaSO_4$) bestimmt. Glasglänzend.

Vorkommen: Oolithische Hornsteinbank. Weilderstadt.

---

1) Die Bildung der Oolithe und Rogensteine. N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. 1903. 16. pag. 495—513.

2) Einfacher wäre natürlich die Annahme einer Ausscheidung von $CaSO_4$-Oolithen unter gewissen Bedingungen, worüber indessen bis jetzt noch keine Beobachtungen vorliegen. Die Zwischenräume der einzelnen Oolithe können aber recht wohl aus primär ausgeschiedenem Anhydrit bestanden haben. Die Umwandlung der $CaCO_3$-Substanz der Oolithe in $CaSO_4$ kann unter Umständen bereits am Meeresboden erfolgt sein.

3) M. BRÄUHÄUSER, Erl. zu Blatt Schramberg. pag. 60.

4) ROSENBUSCH-WÜLFING, Mikroskopische Physiographie. I 2. pag. 131.

5) Beobachtungen über Schichtenfolge etc. Geogn. Jahreshefte. 1910. pag. 217 ff.

6) Beitrag zur Kenntnis der unterfränkischen Triasgesteine. pag. 12.

### 4. Schwefelkies.

Schwefelkies, der jedoch meist in Brauneisen übergegangen ist, findet sich häufig in den Zellendolomiten und auf Hornsteinen der mittleren Abteilung, sowie in den massigen, bituminösen oolithischen Kalken der oberen Abteilung. Neben den gewöhnlichen Formen wurden nicht selten mehrmals sich durchdringende Oktaeder gefunden. Ein Handstück mit 2 besonders schönen derartigen Individuen von 1 cm Größe von Friolzheim, O.-A. Leonberg.

### 5. Kalkspat.

Sehr schöne haarfeine steile Rhomboeder (4 R) von Calcit mit Ton, daher grünlich gefärbt, fand ich gelegentlich des Baues der Wasserleitung in Flözlingen in Hohlräumen von Dolomiten.

## Kurze Beschreibung der Oolithe des Mittleren Muschelkalks.

Fr. Gaub[1]) faßt die charakteristischen Merkmale der Oolithe in folgenden Worten zusammen: „Oolithe sind kugelige bis ellipsoidische Gebilde, die in verschiedenen Vorkommen verschiedene, in einem und demselben Vorkommen annähernd gleiche maximale Größe haben und die einer zum Teil durch rein chemische Prozesse, zum Teil durch chemische Prozesse unter aktiver oder passiver Mitwirkung der Organismen, zum Teil (wohl selten) durch Organismen allein verursachten und von der Stoßkraft des Wassers gestaltlich beeinflußten sukzessiven Anlagerung von irgendwelcher Substanz um beliebige, kleinste bis relativ große Fragmente herum ihre Entstehung verdanken.

Die Oolithe sind demgemäß (in morphologischer Hinsicht) primäre, im allgemeinen authigene Bestandteile der Gesteine."

Oolithische Gesteine sind im Mittleren Muschelkalk weit verbreitet. Die obere Abteilung scheint größtenteils aus diesen Gesteinen aufgebaut zu sein. Spärlicher kommen oolithische Gesteine in der mittleren Abteilung vor, während in der unteren Abteilung bis jetzt keine Oolithe nachgewiesen werden konnten.

### Oolithe der mittleren Abteilung.

1. Kieseloolith der Hornsteinbank von Weilderstadt[2]). Taf. VI [XVII], Fig. 3, 5, 6; Taf. VII [XVIII], Fig. 6; Taf. VIII [XIX], Fig. 1, 2.

Meist 0,5—1 mm große, flach-scheibenförmige Körner von ellipsoidischem, seltener rundlichem Querschnitt; häufig sind sie auf ihrer Breitseite eingedrückt; Oberfläche meist glänzend. Die Mehrzahl der Oolithe besitzt einen Kern, der bald mehr, bald weniger deutlich von der zonaren Oolithmasse unterschieden ist; nicht selten ist das Korn aus feinen Schalen zusammengesetzt, ohne irgendwelche Andeutung eines Kerns. Der Kern besteht aus einem Grundmassebrocken oder auch einem Fossilrest (meist Foraminifere). Gelegentlich sind zwei oder mehrere Oolithe von konzentrischen Lagen überzogen (mehrkernige Oolithe). Die Oolithe sind häufig fein zonar gebaut. Radialfaserige Struktur konnte nie beobachtet werden. Grenzen der einzelnen Zonen fein; bei Taf. VI [XVII], Fig. 3 erscheinen die-

1) Die jurassischen Oolithe der Schwäbischen Alb. Geol. u. Paläont. Abh. 1910. pag. 29.

2) J. G. Bornemann, Beiträge zur Kenntnis des Muschelkalks, insbesondere der Schichtenfolge und der Gesteine des Unteren Muschelkalks in Thüringen. Jahrb. d. Kgl. Preuß. geol. Landesanst. 1885. pag. 280; t. 8 f. 1 entstammt derselben Bank von Durlach in Baden. Vgl. auch die Zeichnung nach einer Mikrophotographie in der unten mehrfach erwähnten Knopschen Arbeit: Neues Jahrb. f. Min. etc. 1874. pag. 284—285.

selben wie punktiert (Anlagerung allerfeinster Tonpartikel). Während sonst bei ellipsoidischen Oolithen mit dem allmählichen Größerwerden eine Tendenz zur Rundung des Korns besteht, konnte dies hier nicht beobachtet werden. Offenbar war die Rollung zu intensiv. Nicht selten können in den Oolithen Foraminiferenreste nachgewiesen werden. Bornemann erwähnt *Ammodiscus* aus dieser Bank von Durlach (Baden). Den einzelnen Zonen der Oolithe sind häufig ovale Gebilde aufgelagert, die als Schnitte durch eine überwuchernde Foraminifere *Hyperammina suevica* n. sp. anzusehen sind.

Im polarisierten Lichte lassen die Oolithe den konzentrisch-schaligen Aufbau nur undeutlich oder gar nicht erkennen. In typischer Ausbildung bestehen sie aus fein- bis grobkörniger Quarzsubstanz (Taf. VI [XVII], Fig. 6, ebenso Fig. 5 linke Seite); erstere scheint vorzuwiegen. Die Zwischenräume zwischen den einzelnen Oolithen sind aus Chalcedon und Quarzsubstanz, häufig ohne irgendwelche Gesetzmäßigkeit zusammengesetzt. Chalcedon scheint meist vorzuwiegen (Taf. VI [XVII], Fig. 6). Vielfach beobachtet man eine fein stängelige Orientierung senkrecht zur Oberfläche der Oolithe, die ebenfalls als Chalcedon bestimmt wurde (Taf. VI [XVII], Fig. 6). Nach Knop[1]) kommt außer der kristallinischen Kieselsäure auch Opalsubstanz gemengt vor. Platz[2]) hat durch Behandeln mit Flußsäure nachgewiesen, daß die Zwischenräume sich leichter auflösen als die Oolithe. Tatsächlich sehen wir auch an angewitterten Flächen der Hornsteine die Oolithe als erhabene Punkte heraustreten.

A. Knop[1]) beschreibt einen dieser Hornsteinbank angehörenden verkieselten Oolith des Pfinztales. Seine nach einer Mikrophotographie angefertigte Zeichnung stimmt gut mit Taf. VII [XVIII], Fig. 6 überein. Fast alle Oolithe zeigen außen eine farblose, innen eine dunkle Partie; manchmal treten mehrere farblose, unregelmäßig geformte Bänder auf, die durch einen dunklen Rand begrenzt sind. Es handelt sich hier wohl um einen vor der Verkieselung stark umkristallisierten Oolith. Die Zonarstruktur ist meist verwischt. An einem in der Mitte liegenden Oolithkorn von Taf. VII [XVIII], Fig. 6 ist auf der Schmalseite schöne Zonarstruktur zu sehen, die plötzlich gegen die Breitseite hin abbricht. Da noch kleine Conchylien in diesen Hornsteinen auftreten, so deutet Knop die Oolithe als mehr oder minder gut gelungene Abgüsse des inneren Raumes kleiner Gastropoden und Bivalven. Knop nimmt also ein sekretionäres Wachstum der Oolithe an. Vielfach wird dieser Oolith in der früheren Literatur als ostracodenähnliches Gebilde erklärt; daß es sich jedoch nur um typische Oolithe handeln kann, wird durch das eigenartige Mitvorkommen von *Hyperammina suevica* einwandfrei bewiesen.

An nicht verkieselten Partien dieser Bank (selten beobachtet bei Weilderstadt) lassen die Oolithe wohl infolge starker Umkristallisation keinerlei Zonarstruktur erkennen. Querschnitte durch die Oolithe zeigen, mit bloßem Auge erkennbar, durchgehende spätige spiegelnde Spaltflächen. Die Calcitsubstanz des Korns ist einheitlich kristallographisch orientiert[3]). Mehrmals ließen sich in braunem, spätigem Dolomit ähnlich stark umkristallisierte Oolithe beobachten. Im Dünnschliff zeigten dieselben nicht selten feine Zwillingslamellierung.

Interessante Verhältnisse bot ein Schliff durch oolithischen Hornstein und angrenzenden dolomitischen Kalk. Hier ist deutlich der Ersatz von Karbonat durch Kieselsäure zu beobachten (Taf. VIII [XIX], Fig. 1, 2). Neben fast vollständig aus Karbonat bestehenden Oolithen gibt es alle Uebergänge bis zu völlig verkieselten Oolithen (am Rande links unterhalb und rechts oberhalb der Mitte). Die verkieselten Oolithe zeigen feine Zonarstruktur, während die karbonatischen Oolithe derselben größtenteils

1) l. c. pag. 284—285.

2) Beiträge zur Statistik der inneren Verwaltung des Großherzogtums Baden. XXXIII. 1873. pag. 28.

3) Oolithoide im Sinne von Krech, d. h. Pseudomorphosen nach Oolithen. Krech, Beitrag zur Kenntnis der oolithischen Gesteine des Muschelkalks um Jena. Dissertat. Jahrb. d. K. Preuß. geol. Landesanst. 1909. pag. 82.

oder völlig (spätiger Bau) verlustig gegangen sind. Die Zwischenräume zwischen den einzelnen Oolithen sind durch bräunlichen Chalcedon größtenteils ausgefüllt. Der Ersatz des Karbonats durch Kieselsäure erfolgt nicht selten in rhomboedrischer Begrenzung. Der Rand der nicht ganz verkieselten Oolithe ist von einem Saum etwas rostfarbiger Rhomboeder eingefaßt (Taf. VIII [XIX], Fig. 1.

Ein Bild des hangenden geschiebeführenden, nicht verkieselten Teils der Hornsteinbank zeigt Taf. VI [XVII], Fig. 1, 2. Die Geschiebe dieser Bank zeigen dichte Struktur; Grundmasse stark umkristallisiert. Die einzelnen länglichen Gebilde sind, zum Teil wenigstens, als stark umgewandelte [1]) Oolithe anzusehen. Muschelschalen, Oolithe, Geschiebe etc. sind durch *Hyperammina suevica* n. sp. massenhaft übersponnen. Häufig auch lose Knäuel.

Vorkommen der Hornsteinbank vom Pfinztal bis Nagold. Meilenweit ist die durchgehende Lagerung nachgewiesen. Auf Blatt Stammheim konnten dieser Bank angehörende Hornsteine verschiedentlich nachgewiesen werden (Nille, Doma, Wächtersberg).

2. Kieseloolith von Römlinsdorf. Taf. VII [XVIII], Fig. 4.

Probe einer ca. 15 cm mächtigen schwarzen Hornsteinbank entnommen.

Kleine, bis 0,5 mm große, längliche bis rundliche Körner, die nicht ganz die Hälfte des Gesteins ausmachen. Der Kern ist meist ein Grundmassebrocken. Zonarstruktur in der Regel deutlich erkennbar. Der wohl stets konzentrisch schalige Aufbau kann auch unscharf geworden sein, zum Teil gar nicht mehr erkennbar sein. Radialfaserige Struktur nicht beobachtet. Foraminiferen konnten nicht nachgewiesen werden. Kleine nadelförmige Pseudomorphosen nach Anhydrit in den Zwischenräumen der Oolithe!

Aehnliche Oolithe aus Stammheim und Mindersbach bei Nagold.

3. Kieseloolith von Egenhauser Kapf. Taf. VII [XVIII], Fig. 3.

Meist sehr kleine rundliche bis ellipsoidische Oolithe mit Zonarstruktur. Radialfaserige Struktur nicht beobachtet. Neben den Oolithen fallen noch längliche, unregelmäßig geformte, schlierige Gebilde auf, die in ganz ähnlicher Weise im Unteren Muschelkalk von Thüringen vorkommen und von Bornemann [2]) und Frantzen [3]) abgebildet werden. Frantzen hält sie für Oolithe, die durch den Druck des Wassers im noch etwas weichen Zustande verbogen, zusammengeschoben und zerquetscht wurden. „Sie sind so zerquetscht, daß, wenn man die Uebergänge vom runden Oolithkorn der Reihe nach nicht vor Augen hätte, man in diesen Schlieren und Fetzen nicht oolithische Substanz vermuten würde."

Nadelförmige Pseudomorphosen von Chalcedon nach Anhydrit!

4. Kieseloolith von Dornstetten bei Freudenstadt. Taf. VII [XVIII], Fig. 5.

Schwarzer Hornstein.

In der Regel ellipsoidische, seltener rundliche, bis 0,5 mm große Oolithe. Neben großen liegen kleine unsortiert und ohne irgendwelche Schichtung. Zonarstruktur stets, radialfaseriger Bau selten deutlich erkennbar. Etwas unter der Mitte liegt ein ovales Oolithkorn, welches bei geeigneter Einstellung 5 Sphärolithe erkennen läßt. Im Bilde sind nur 3 Sphärolithe einigermaßen erkennbar, da bei der Einstellung auch noch andere Merkmale berücksichtigt werden mußten. Meines Wissens sind in der Literatur

1) Siehe Note 4 auf der vorhergehenden Seite.

2) l. c. t. 7 f. 1.

3) Untersuchungen über die Gliederung des unteren Muschelkalks in einem Teile von Thüringen und Hessen und über die Natur der Oolithkörner in diesen Gebirgsschichten. Jahrb. d. Kgl. Preuß. geol. Landesanst. 1887. pag. 90. t. 3 f. 2—4.

bisher keine derartigen Beobachtungen gemacht worden. Es ist zu vermuten, daß der Kern aus weit mehr angelagerten Sphärolithen besteht, da hier nur eine mittlere Lage des Korns im Schliff getroffen ist. Möglicherweise übten die einzelnen Sphärolithe gegenseitig eine Anziehungskraft aufeinander aus (Ausflockung) und verschweißten schließlich zu einem Korn. Relativ häufig sind kreisförmige Querschnitte von Kieselnadeln zu beobachten, die zum Teil den aus Opal bestehenden Achsenkanal recht deutlich erkennen lassen (s. auch S. 30 [202] und S. 49 [221]). Nadelförmige Pseudomorphosen nach Anhydrit!

5. Kieseloolith von Aidlingen. Taf. VI [XVII], Fig. 4.

Bankartige Hornsteine mit rundlichen bis ellipsoidischen Oolithen von 0,5—1 mm Größe. Zonarstruktur deutlich. Radialfaserige Struktur selten beobachtet. (Rechter Rand oben.) Den Zonen der Oolithe sind ovale Querschnitte von *Hyperammina suevica* häufig aufgelagert. Diese Foraminifere bildet häufig auch lose Knäuel. Calcitrhomboeder gelegentlich in Oolithen wie in der Zwischenmasse vorkommend. Nadelförmige Pseudomorphosen nach Anhydrit nicht beobachtet.

### Kurze Zusammenfassung der Oolithe der mittleren Abteilung.

Ellipsoidische Oolithe sind vorherrschend. Radialfaserige Struktur konnte nur an 2 Vorkommen (Aidlingen und Dornstetten) beobachtet werden, dagegen ist der zonare Aufbau leidlich zu erkennen, wenngleich ganz verschwommene Oolithe infolge der Verkieselung gar keine Seltenheiten sind. Verschiedentlich wurde beobachtet, daß Calcitoolithe infolge starker Umkristallisation vollkommen ihre Struktur eingebüßt hatten (Oolithoide S. 36 [208], Fußnote 3). Das Auftreten der oolithischen Hornsteine scheint durchweg lagenartig zu sein. Betreffs der mineralogischen Zusammensetzung gilt für alle dasselbe, was bei Besprechung der Hornsteinbank bereits gesagt wurde: Oolithe meist aus Quarzsubstanz, Zwischenmasse überwiegend aus Chalcedon bestehend. Karbonatische Reste kommen im allgemeinen in den Hornsteinen sehr selten vor. Das Vorkommen von Foraminiferen konnte nicht allgemein beobachtet werden. Pseudomorphosen nach Anhydrit, sowohl nadel- wie tafelförmig, kommen fast allgemein vor; häufig besteht die ganze Bank aus diesen Pseudomorphosen. Nur einmal konnte eine Pseudomorphose nach Glauberit beobachtet werden.

### Oolithe der oberen Abteilung.

Ueber der fossilführenden oolithischen Hornsteinbank des nördlichen Gebiets bzw. über den Zellendolomiten der Nagold-Freudenstadter Gegend folgen 4—5 m mächtige, graue dolomitische Kalke, die fast durchweg oolithisch sind (Profil IV, V, VI). Die meist rundlichen bis ellipsoidischen Oolithe zeigen durchweg konzentrisch-schaligen Bau, häufig auch radialfaserige Struktur. Im allgemeinen sind keine nennenswerten strukturellen Unterschiede der Oolithe der einzelnen Bänke zu konstatieren, nur mit dem Unterschied, daß bei einigen Bänken der radialfaserige Bau stärker hervortritt. *Hyperammina suevica* n. sp. tritt noch reichlicher auf als in der Hornsteinbank der mittleren Abteilung. Häufig sind den Kalken Hornsteinknollen eingelagert. Bankartige oolithische Hornsteine sind dagegen höchst selten zu beobachten. Durch den Verkieselungsprozeß ist der konzentrisch-schalige Bau bisweilen verwischt; die radialfaserige Struktur ist meist nicht mehr oder höchstens selten zu beobachten, während unverkieselte Oolithe der nämlichen Bank zonare und radiale Struktur oft recht leidlich erkennen lassen. Karbonatische Reste kommen in oolithischen Hornsteinen häufig vor, dadurch von den Hornsteinen der mittleren Abteilung deutlich unterschieden. Pseudomorphosen nach Anhydrit, die für die Hornsteine der mittleren Abteilung charakteristisch sind, konnten nicht beobachtet werden.

1. Kalkoolith vom Egenhauser Kapf. Taf. VIII [XIX], Fig. 3.

Probe der 50 cm mächtigen hellgrauen Bank (1.) von Profil IV entnommen.

Die ca. $^1/_2$ mm großen rundlichen bis ellipsoidischen Oolithe machen schwach die Hälfte der Gesteinssubstanz aus. Häufig sind sie dicht aufeinander gepackt und berühren sich. Die Zwischenräume der Oolithe sind durch klaren Calcit in größeren Individuen völlig ausgefüllt. Die Struktur der Oolithe bleibt durchweg fein konzentrisch-schalig und radialfaserig bei variabler äußerer Form. Diese Variabilität ist durch die Einschlüsse bewirkt. Einschlußfreie sind kugelig, während einschlußführende ellipsoidisch oder verschieden gestaltet sein können. Kugelige Oolithe überwiegen. Häufig sind mehrere Oolithe (bis zu 4) miteinander durch die überwuchernde Tätigkeit von *Hyperammina suevica* n. sp. verwachsen. Die Mehrzahl der Oolithe besitzt einen Kern. Derselbe kann durch eine Foraminifere, Gesteinsdetritus etc. gebildet sein. Häufig werden mehrere Kerne in demselben Oolith beobachtet. Um den Kern legen sich nun bald schmälere, bald breitere Lagen von Calcit ohne irgendwelche Gesetzmäßigkeit. Die Verschiedenheit im Aussehen der einzelnen zonaren Lagen entstand durch mehr oder weniger starke Toneinlagerung. Klastische Substanz (feinflockiger Ton) ist ziemlich reichlich den Oolithen eingelagert, während die Zwischenräume ziemlich rein und durchsichtig sind.

Fast allgemein besitzen die Oolithe radialfaserige Struktur, d. h. eine radiale Anordnung ihrer Calcitkörnchen. Die einzelnen Kristalle sind radial angeordnet und stehen senkrecht auf der vorhergehenden Zone. Im günstigen Falle kann man bei + Nicols ein deutliches Interferenzkreuz beobachten. Die Oberfläche der Oolithe ist häufig etwas unscharf gegen die Zwischenräume abgegrenzt. Auf ihrer Oberfläche zeigen dieselben einen Kranz spitzer Calcitkriställchen, die radiär zur Oberfläche stehen. Im Innern der Oolithe wurden nicht selten wohlausgebildete Quarzkristalle beobachtet.

Wohl infolge Umkristallisation zeigen einige Oolithe ein davon abweichendes Bild. Um einen meist großen Kern von grobkörnigem, hellem Calcit folgen mehrere dunkle pigmentierte Zonen, wie bei den unveränderten Oolithen, oder ein dunkler, scharf begrenzter Kern ist von einer oder mehreren farblosen gröber kristallinen Zonen umgeben.

2. Kieseloolith von Haiterbach. Taf. VIII [XIX], Fig. 4, 5, 6.

Probe einem Hornstein der 80 cm mächtigen oolithischen Bank (1.) von Profil V entnommen.

Rundliche bis ellipsoidische, ca. $^1/_2$ mm große Körner mit konzentrisch-schaliger Struktur, die schwach die Hälfte des Gesteins bilden. Durch den Verkieselungsprozeß hat häufig der zonare Aufbau Not gelitten, indem die Grenzen der einzelnen Zonen verwischt wurden. Ebenso erging es auch der radialfaserigen Struktur, die sonst bei den nicht verkieselten Oolithen dieser Bank nicht selten zu beobachten ist. Bei der Verkieselung ist nicht alles Karbonat verdrängt worden. Einige Oolithe sind nicht verkieselt, andere zeigen einen verkieselten Kern mit karbonatischer äußerer Lage; wieder bei anderen ist der Kern karbonatisch und die äußere Lage verkieselt. Nicht verkieselte Oolithe innerhalb der Hornsteine zeigen bei + Nicols ein, wenn auch undeutliches, Interferenzkreuz (Taf. VIII [XIX], Fig. 4 oben); ebenso zeigt ein karbonatischer Kern eines außen verkieselten Ooliths ein Interferenzkreuz (Taf. VIII [XIX], Fig. 6 unten rechts); häufig ist das Karbonat zonar (ringförmig) erhalten geblieben (Taf. VIII [XIX], Fig. 6 oberhalb der Mitte; bei Fig. 5 ohne + Nicols ebenfalls sehr deutlich erkennbar). Die Oolithe bestehen größtenteils aus dichter Quarzmasse, während die Zwischenräume der einzelnen Oolithe aus Quarz und Chalcedon bestehen. Häufig ist eine stängelige Orientierung senkrecht zur Oberfläche der Oolithe zu beobachten. Zahlreiche Karbonatkörnchen sind den Zwischenräumen der Oolithe eingelagert

(besonders deutlich in den randlichen Partien von Taf. VIII [XIX], Fig. 5 zu beobachten). *Hyperammina suevica* ist in diesem Schliff nicht zu beobachten, obwohl sonst fast alle Schliffe der verschiedenen Profile diese Foraminifere zeigen.

3. Lose Kieseloolithe mit Foraminiferen. Taf. V [XVI], Fig. 3, 4, 5.

Ein günstig verwitterter fossilführender Hornstein von Haiterbach ergab eine Portion loser Oolithe. Taf. V [XVI], Fig. 3, 4, 5 sind davon ausgelesen. Sehr deutlich ist an diesen Bildern die Ueberwucherung der Oolithe durch *Hyperammina suevica* zu beobachten. Verschiedentlich ist zu sehen, wie mehrere Oolithe miteinander verwachsen sind, was auch Taf. VIII [XIX], Fig. 3 zeigt. Taf. V [XVI], Fig. 5 illustriert hauptsächlich lose Foraminiferen dieser Oolithe mit kugeliger oder flaschenförmiger Anfangsblase. Alles weitere über *Hyperammina* siehe unten und im paläontologischen Teil (S. 48 [220]). Taf. V [XVI], Fig. 4 zeigt unten 5 rundliche bis ovale Oolithe, die äußerlich wenigstens keine Foraminiferen erkennen lassen.

---

Die heute als Kieseloolithe vorliegenden Gebilde müssen wir als ursprüngliche $CaCO_3$-Oolithe ansehen. Die Infiltration mit Kieselsäure hat möglicherweise schon während der Sedimentation oder in der Zeit der Diagenese oder auch erst später eingesetzt. Die Kieselsäure wird, teilweise wenigstens, von Silicispongien stammen, deren Stabnadeln bekanntlich schon am Meeresboden eine Auflösung erleiden. H. Fischer hat anderweitig eine Sedimentation von bereits am Meeresboden verkieselten Oolithen nachgewiesen (vgl. auch S. 31 [203]).

Wie Lincks Versuche zeigen, ist für die Bildung der Oolithe eine rein chemische Ausfällung aus dem Meerwasser möglich (vgl. auch S. 34 [206]. Verschiedene Beobachtungen haben indessen gezeigt, daß am Aufbau fossiler und rezenter Oolithe auch Mikroorganismen aktiv oder meistens passiv beteiligt zu sein scheinen. Interessante Mitteilungen hat uns Fr. Gaub[1]) über das Auftreten einer Foraminifere (*Ophthalmidium oolithicum* Gaub) in den jurassischen Oolithen Schwabens gegeben. Nach Gaub[2]) dürfte die Beteiligung am Aufbau mehr passiv sein, indem diese Foraminiferen „eine Art Skelett bilden, das die eigentliche, sich rein chemisch ausscheidende Oolithmasse vor zu starker Abrollung durch die Wellen schützt". In den Oolithen des Mittleren Muschelkalks tritt eine allerdings anders geformte Foraminifere auf, die neben Muscheltrümmern, Gesteinsdetritus etc. auch Oolithe, ganz analog wie *Ophthalmidium oolithicum*, überwuchert. Häufig sind sowohl inneren wie äußeren zonaren Lagen der Oolithe ovale Gebilde — Querschnitte durch diese Foraminifere — aufgelagert, die mit der aufgewachsenen Seite stärker angepreßt sind; manchmal ist auch die Längserstreckung der Röhre getroffen. An losen Oolithen konnte die überwuchernde Tätigkeit dieser Organismen beobachtet werden. Nicht selten sind mehrere Oolithe miteinander verwachsen. Hinsichtlich der Mitwirkung dieser Organismen am Aufbau der Oolithe stimme ich vollständig der Ansicht von Gaub zu, wonach dieselben mehr passiv die Oolithbildung unterstützten. In jedem Schliff wurden neben Oolithen mit *Hyperammina* auch solche ohne diese Foraminifere gefunden. Einige oolithische Gesteine der mittleren Abteilung zeigen gar keine Foraminiferen. *Hyperammina suevica* hat eben ohne irgendwelche Auswahl kleine Fremdkörper übersponnen und so auch durch Ansässigwerden auf einem Oolithkorn zur Vergrößerung desselben beigetragen. Die äußere Form wurde durch die Beteiligung dieser Organismen meist nicht

1) Die jurassischen Oolithe der Schwäbischen Alb. Geolog. u. Paläont. Abh. 1910. pag. 29, 50—51, 75 etc.
2) l. c. pag. 29.

bestimmt[1]); diese wird wohl auf die Stoßkraft des Wassers zurückzuführen sein, die diese Oolithe am Meeresboden fortwährend hin und her rollte und im einen Falle mehr rundlich, im andern wieder mehr ellipsoidisch gestaltete. Die Oolithe der mittleren Abteilung, z. B. der Hornsteinbank, zeigen meist stark abgeplattete Körner, während diejenigen der oberen Abteilung mehr oval oder rundlich geformt sind. Die Geschiebe, die sich häufig in oolithischen Gesteinen der mittleren Abteilung finden, sprechen für eine starke Wellenbewegung, die auch den Oolithen ihr eigenartiges Gepräge verliehen hat. Am Boden der Flachsee kam es zu Verwesungsprozessen der abgestorbenen Tierwelt, deren Produkte die Ausscheidung von $CaCO_3$ aus dem Gipsgehalt des Meerwassers bewirkten. Die Ausfällung des $CaCO_3$ bzw. das Wachstum der Oolithe ist infolge des Vorkommens der Foraminiferen in den Oolithen als langsam verlaufend anzunehmen.

# B. Paläontologischer Teil.

Versteinerungen haben sich im Mittleren Muschelkalk fast überall recht spärlich gefunden. In weiten Gebieten ist der Nachweis bisher überhaupt noch nicht gelungen. Man führt dies allgemein auf die zur Mittleren Muschelkalkzeit herrschenden starken Konzentrationsverhältnisse zurück, die den meisten Tieren das Leben unmöglich machten. Nach Joh. Walther[2]) haben wir uns salinische Ablagerungen nach Art der heutigen Salzbildung in abflußlosen Gebieten entstanden, zu denken. Gips- und Steinsalzlager des Mittleren Muschelkalks sind uns außer in Süddeutschland und Thüringen noch in enormer Mächtigkeit im Untergrund von Lüneburg[3]) erhalten. Weite Gebiete der germanischen Trias schließen ein Tierleben (wenigstens gilt das für das sessile und vagile Benthos) zu dieser Zeit aus. Ob für die salinischen Schichten des Mittleren Muschelkalks die Genesis, wie sie J. Walther vertritt, vollauf Recht behalten wird, mögen weitere Beobachtungen entscheiden. Fossilfunde innerhalb von Gips- und Steinsalzschichten sind hier maßgebend. Tatsächlich sind auch derartige Funde gemacht worden; so z. B. von E. Naumann[4]) nahe der Mitte des Mittleren Muschelkalks bei Großheringen im Ilmtal, wo eine fossilführende Bank mit zahlreichen kleinen Gastropoden, die untere *Actaeonina*-Bank, mitten zwischen zwei Gipslagern, selbst mit schwachen Gipslagen verbunden, auftritt. O. M. Reis[5]) konnte in Bohrprofilen aus Mittlerem Muschelkalk von Franken mehrmals Knochenreste nachweisen, u. a. einen gut erhaltenen kleinen Lepidosteiden im oberen Hauptanhydrit von Kleinlangheim. Der letztere Fund ist nicht beweiskräftig, da derartige Wirbeltiere ebensowohl in Wüstenseen wie im Meere gelebt haben können. Im ersteren Falle handelt es sich tatsächlich um echte Meeresfossilien, doch können diese Formen ebensowohl durch einen Einbruch des Meeres (oszillierende Hebungen und Senkungen?)[6]) in diese Schichten geraten sein. Es bedarf noch weiterer Funde, um dieser Frage näher treten zu können. Bei einer kontinentalen Entstehung müßten meines Erachtens auch entsprechende

1) In einigen Fällen (Taf. V [XVI], Fig. 3 u. 4 und Taf. VIII [XIX], Fig. 3 wurden mehrere Oolithe durch *Hyperammina* zu unregelmäßigen Gebilden verschweißt.

2) Lithogenesis der Gegenwart. 1893/1894. pag. 785 ff. — Das Gesetz der Wüstenbildung in Gegenwart und Vorzeit. 1900. pag. 140—156.

3) C. Gagel, Beiträge zur Kenntnis des Untergrundes von Lüneburg. Jahrb. d. Kgl. Preuß. geol. Landesanst. 1909. pag. 188 u. 212.

4) Fossilfunde im mittleren Muschelkalk bei Großheringen. Monatsber. d. Deutsch. geol. Ges. 1908. pag. 78 ff.

5) Geogn. Jahreshefte. 1901. pag. 32.

6) Vgl. O. M. Reis, Geogn. Jahresh. 1901. pag. 116.

Merkmale zu beobachten sein. Bei Annahme der früheren Theorie, eines hochkonzentrierten Binnenmeeres, kann man an die Möglichkeit denken, daß in den küstennahen Gebieten durch kontinuierliche Süßwasserzufuhr sich Konzentrationsverhältnisse herausbilden konnten, die ein, wenn auch kümmerliches Tierleben ermöglichten. Jedenfalls bestanden, während sich anderwärts Gips und Steinsalz bildete, verschiedene Punkte, wo die Muschelkalkfauna weiterlebte. Dies geht aus dem Vorkommen von Fossilien, wie *Myophoria transversa, Gervillia socialis, G. costata* etc. im Mittleren Muschelkalk von Rüdersdorf in mehreren Horizonten, die bereits über dem Wellenkalk einsetzen, deutlich hervor. Es sind dort 4 Myophorien-(Hauptfossil-)horizonte entwickelt (vgl. S. 43 [215].

Gegen Schluß der Mittleren Muschelkalkzeit mit Ablagerung der Schichten der dolomitischen Hauptregion stellten sich allgemein günstigere Verhältnisse für ein Tierleben ein, die wohl denen des Oberen Muschelkalks entsprachen. Die meisten Fossilvorkommen aus Mittlerem Muschelkalk gehören diesem Niveau (auch in unserem Falle) an. Salinische Niederschläge treten in den Hintergrund, an ihrer Stelle schlugen sich Dolomite, Kalke, Tone und Mergel nieder. Es ist die Phase der Vertiefung des Muschelkalkmeeres und der Abschwächung des Konzentrationsgrades, die wohl durch eine festere Verbindung mit dem alpinen Weltmeere entstand. Für diese Ansicht spricht vor allem auch der Nachweis von typischen alpinen Gattungen wie *Arcestes, Diplopora* etc. im oberen Mittleren Muschelkalk des östlichen Schwarzwaldrandes. *Diplopora* konnte bereits früher schon durch Benecke in ähnlichen Horizonten des Mittleren Muschelkalk von Elsaß-Lothringen nachgewiesen werden. Zahlreiche Schnecken sind alpiner Natur, teilweise völlig ident, teilweise auch nahe verwandt. Doch läßt sich hier nicht mit Bestimmtheit sagen, ob sie direkt aus dem alpinen Meere zugewandert sind, da manche Formen bereits im Wellenkalk vorkommen. Die zahlreichen alpinen Gastropoden, die durch E. Koken im unteren Trochitenkalk von Marlenheim (Unterelsaß) ca. 4 m über der unteren Grenze, sowie diejenigen, die durch Verfasser am östlichen Schwarzwaldrand im Mittleren Muschelkalk nachgewiesen wurden, sprechen eher für eine direkte Einwanderung aus dem alpinen Weltmeere; nach allgemeiner Annahme wohl von W oder SW her, während im Gegensatz dazu die Einwanderung der Fauna des Röts und Unteren Muschelkalks aus dem alpinen Weltmeere von O her erfolgte.

Wie bereits E. Fraas[1]) hervorhebt, haben wir im Muschelkalk zwei durch die Formation des Mittleren Muschelkalks mit seiner großen Petrefaktenarmut getrennte Faunen zu unterscheiden, diejenige des Unteren und diejenige des Oberen Muschelkalks. „Nur wenige, meist indifferente Arten des sessilen und mehrere des litoralen vagilen Benthos und des Nekton gehen durch den ganzen Muschelkalk hindurch. Wenn aber trotzdem viele Arten des unteren Muschelkalks wieder unvermittelt im Oberen Muschelkalk auftreten, so beweist dies, daß ihre Entwicklung in anderen Gebieten außerhalb der germanischen Muschelkalkprovinz vor sich ging, d. h. daß diese Arten sich gleichmäßig auch im offenen Ozean erhalten hatten und zur Zeit des oberen Muschelkalks wieder aufs neue einwanderten."

Die Fauna des Mittleren Muschelkalks zeigt trotz ihrer Eigenheiten doch große Uebereinstimmung mit derjenigen des übrigen Muschelkalks. Formen des Oberen Muschelkalks sind häufiger als diejenigen des Unteren Muschelkalks. Typische Wellenkalkformen haben sich nur vereinzelt nachweisen lassen, z. B. *Myophoria orbicularis* im unteren Mittleren Muschelkalk von Jena.

1) Jahresh. d. Vereins f. vaterl. Naturk. in Württemberg. 1899. pag. 42.

## Vorkommen von Fossilien im Mittleren Muschelkalk.

Den ersten sicheren [1]) Nachweis einer Fauna im Mittleren Muschelkalk lieferten Eck in Rüdersdorf bei Berlin und Platz im Pfinztal (nördlicher Schwarzwaldrand) im Jahre 1872.

Eck [2]) erwähnt folgende Formen:

| | |
|---|---|
| *Lingula tenuissima* | *Monotis Alberti* |
| *Gervillia costata* | *Myophoria vulgaris* |
| „ *socialis* | *Myacites compressus* |

Zahlreiche Fisch- und Saurierreste.

Platz [3]) führt als große Seltenheiten aus oolithischen Hornsteinen an:

| | |
|---|---|
| *Myalina vetusta* | *Natica oolithica* |
| *Gervillia costata* | *Corbula gregaria* |

Eine interessante Fauna konnte gelegentlich der geologischen Landesaufnahme in Elsaß-Lothringen nachgewiesen werden. In dem dort nicht selten *Lingula tenuissima* führenden *Lingula*-Dolomit (obere Abteilung des Mittleren Muschelkalks) kommen einige Meter unter der Trochitenkalkgrenze folgende Formen (z. B. bei Großhemmersdorf) vor:

| | | |
|---|---|---|
| Saurierknochen | *Turbo gregarius* | *Myacites compressus* |
| *Acrodus lateralis* | *Natica* sp. | *Corbula incrassata* |
| Schuppen von Fischen | *Chemnitzia obsoleta* | *Myophoria vulgaris* |

E. W. Benecke [4]) fügt noch folgende Arten bei:

| | |
|---|---|
| *Diplopora lotharingica* | *Pecten discites* |
| *Myophoria* cf. *laevigata* | *Gervillia* sp. (ähnlich *costata*) |
| „ cf. *elegans* | *? Corbula* sp. |
| „ sp. | *Pleurotomaria Albertiana* |
| *Myoconcha gastrochaena* | Mehrere Arten turmförmiger Gastropoden |

R. Wagner [5]) führt aus dem unteren Teil des Mittleren Muschelkalks (Saurierkalk) von Jena als häufiges Fossil *Myophoria orbicularis* an, oft ganze Platten bedeckend. Außerdem noch 2 undeutliche Steinkerne von *Mytilus eduliformis*, sowie *Endolepis* (nach Potonié *Schizodendron*) *communis* und *elegans* Schleiden. Eine gewisse Berühmtheit hat der 2,3 m mächtige Saurierkalk durch die stets isolierten, in ausgezeichneter Schönheit vorkommenden Knochen erlangt.

F. Hermann [6]) konnte im Mittleren Muschelkalk bei Künzelsau in Württemberg außer mehreren Fisch- und Saurierresten noch folgende Fossilien feststellen:

| | | |
|---|---|---|
| *Gervillia costata* | *Lima striata* | *Lucina?* |
| „ *socialis* | *Lingula tenuissima* | *Natica gregaria* |
| *Myophoria vulgaris* | *Unicardium Schmidii* | *Chemnitzia* sp. |
| „ *cardissoides* | *Corbula* sp. ind. | |

O. Raab [7]) hat die durch Eck und Zimmermann in Rüdersdorf gemachten Beobachtungen bei neuen Grabarbeiten wesentlich bereichern können. Es sind dort 4 Hauptfossilhorizonte entwickelt, die unmittelbar über dem Wellenkalk einsetzen, so daß dort Fossilien durch den ganzen Mittleren Muschel-

1) Sandberger beschreibt bereits 1864 (Beobachtungen in der Würzburger Trias) eine Fauna aus Hornsteinen, die auf sekundärer Lagerstätte im tertiären Ton von Abtsrode auf der Rhön vorkommen. Es ist noch umstritten, ob die Hornsteine dem Trochitenkalk oder Mittleren Muschelkalk angehören.

2) Rüdersdorf und Umgegend. Abh. z. geol. Spezialkarte von Preußen. 1872. pag. 112.

3) Geologie des Pfinztales. 1872.

4) *Diplopora* und einige andere Versteinerungen etc. Mitt. d. geol. Landesanst. v. Els.-Lothr. IV. 1896. pag. 277 ff.

5) Beitrag zur genaueren Kenntnis des Muschelkalks bei Jena. Abh. d. K. Preuß. geol. Landesanst. 1897. pag. 73.

6) Jahreshefte des Vereins f. vaterl. Naturk. in Württ. 1901. pag. 351 ff.

7) Jahrb. d. K. Preuß. geol. Landesanst. 1904. pag. 205 ff.

kalk verbreitet sind. In allen 4 Horizonten konnte die in der Lettenkohle häufige *Myophoria transversa* nachgewiesen werden, die dort auch noch im unteren Trochitenkalk vorkommt; außerdem noch:

| | | |
|---|---|---|
| *Myophoria vulgaris* | *Monotis Alberti* | *Palaeobates* |
| *Gervillia socialis* | *Gervillia costata* | *Colobodus* |
| *Myacites compressus* | *Nothosaurus* | *Lingula* |
| Corbuliden | *Acrodus* | |

M. Schmidt[1]) hat bei den Arbeiten der neuen geologischen Landesaufnahme im Schwarzwald eine reiche Fauna in Hornsteinen nachweisen können; besonders erwähnt wird eine zierliche *Modiola*, dann besonders *Myophoria laevigata* und *Myophoriopis Sandbergeri*, von Gastropoden eine kleine, meist wenig günstig erhaltene *Neritaria*; seltener gefunden ist *Gervillia subcostata*.

E. Naumann[2]) stellt im Mittleren Muschelkalk von Großheringen im Ilmtal eine Fauna fest, die interessant ist wegen ihres Vorkommens in gipsführenden Schichten:

| | | |
|---|---|---|
| *Lingula tenuissima* | *Corbula gregaria* | *Lima striata* |
| *Actaeonina alsatica* | *Myophoria vulgaris* | *Pseudomonotis Alberti* |
| *Omphaloptycha gregaria* | „ *laevigata* | *Gervillia costata* |
| *Loxonema falcatum* | „ *transversa* | |
| *Anoplophora musculoides* | *Placunopsis ostracina* | |

C. Gagel[3]) konnte im Mittleren Muschelkalk von Lüneburg 7 Bonebedlagen nachweisen.

## Fauna des Mittleren Muschelkalks am östlichen Schwarzwaldrand.

### Vorkommen.

Die bereits durch Platz und M. Schmidt aus Hornsteinen des Mittleren Muschelkalks am nördlichen und östlichen Schwarzwaldrand bekannt gewordene Fauna konnte durch mehrjähriges Sammeln[4]) des Verfassers wesentlich bereichert werden. Dieselbe ist mit über 80 verschiedenen Arten die reichhaltigste aus diesen Schichten geworden. Die Fauna ließ sich mit kurzen Unterbrechungen durch das ganze Gebiet feststellen. Das Auftreten ist nesterartig. Die Hauptverbreitung liegt in der Umgebung von Weilderstadt, sowie der Orte Walddorf, Haiterbach, Salzstetten; weniger häufig war das Vorkommen im Pfinztal sowie in der Freudenstadter (Wittendorf, Lombach, Schopfloch) und Rottweiler (Flözlingen) Gegend. Im übrigen Teil des Gebiets konnten größtenteils nur spärliche Funde (*Modiola*, *Cryptonerita*) gemacht werden. Die Fauna kommt also, ebenso wie die von E. W. Benecke und Hermann (siehe S. 43 [215]) bekannt gewordenen Fossilsuiten, 3—4 m, seltener 5—6 m, unterhalb der Trochitenkalkgrenze vor.

Die Fauna macht keinen einheitlichen Eindruck. Es sind zwei Faunen (I und II), die im Horizont nicht weit voneinander liegen und zahlreiche Arten gemeinsam haben.

**Fauna I:**

Horizont: Obere Lagen der mittleren Abteilung. Häufig in der oolithischen Hornsteinbank, seltener in dem darunter liegenden Zellendolomit.

Hauptfundplätze: Weilderstadt; spärlicher in der Umgebung von Weilderstadt, sowie im Pfinztal.

1) Erl. zu Blatt Altensteig. 1906. pag. 32; Erl. zu Blatt Freudenstadt. pag. 48.
2) Monatsber. d. Deutsch. geol. Ges. 1908. pag. 78 ff.
3) Beiträge zur Kenntnis des Untergrundes von Lüneburg. Jahrb. d. Kgl. Preuß. geol. Landesanst. 1909. pag. 165 ff.
4) Die im folgenden beschriebene Fauna wurde vom Verfasser durchweg selbst gesammelt.

Häufiger vorkommende Arten sind:

*Hyperammina suevica* n. sp.
*Myophoriopis (Pseudocorbula) Sandbergeri* Phil.
*Modiola Salzstettensis* n. sp.
*Cryptonerita elliptica* Kittl.
*Naticopsis mediocalcis* n. sp.
*Omphaloptycha gracillima* Ko.

Charakteristisch ist *Naticopsis mediocalcis*; auch *Arcestes* sp. gehört dieser Fauna an.

**Fauna II:**

Horizont: Obere Abteilung, hauptsächlich in den Hornsteinknollen der massigen oolithischen Kalkbänke.

Hauptfundplätze: Salzstetten, Haiterbach, Walddorf, spärlicher bei Ostelsheim, Lombach, Wittendorf, Schopfloch, Flözlingen und Villingen. Häufiger vorkommende Arten sind:

*Hyperammina suevica* n. sp.
*Gervillia costata* v. Schloth.
*Modiola Salzstettensis* n. sp.
*Myophoria laevigata* v. Alb.
„ *vulgaris* v. Schloth.
*Myophoria germanica* n. sp.
*Myophoriopis (Pseudocorbula) Sandbergeri* Phil.
*Cryptonerita elliptica* Kittl.
*Undularia (Toxoconcha) Brochii* Stopp.

Chararakteristisch für diese Fauna sind: *Myophoria laevigata* und *germanica*, *Undularia Brochii*.

Der Einfachheit halber beschreibe ich beide Faunen zusammen. Bei der Beschreibung der einzelnen Formen bedeutet beim Vorkommen I bzw. II: Fauna I bzw. Fauna II; I/II in beiden Faunen.

## Erhaltungszustand.

Der Erhaltungszustand der Fossilien ist vorwiegend als gut zu bezeichnen. Fast durchweg wurde die Fauna aus Hornsteinen, seltener aus Zellendolomiten und Kalken gesammelt. Die Mikrostruktur war bei den karbonatischen Gesteinen durch Umkristallisation vollständig zerstört. Bei einem Vorkommen aus unterem Trochitenkalk von der „Weinhalde“ bei Weilderstadt war bei einem Zweischalerrest (*Pecten*?) die Prismenschicht[1]) erhalten. Steinkerne, wie sie sonst im Oberen Muschelkalk häufig vorkommen, konnten in untergeordnetem Maße in einigen kalkigen Bänken der oberen Abteilung beobachtet werden. Durch den Verkieselungsprozeß wurde in den Hornsteinen die Mikrostruktur der Fossilien völlig zerstört. Die Schalen bestehen zumeist aus kristalliner Kieselsäure (dichtem Quarz oder Chalcedon, Taf. VIII [XIX], Fig. 5, 6 oben, oder einem Gemenge beider).

Vermöge ihrer etwas verschiedenen mineralogischen Zusammensetzung ist die Verwitterung der Hornsteine (S. 28 [200]) und damit auch die Herauswitterung der Fauna eine verschiedene.

Hornsteine der Fauna I.

Diese nicht karbonatführenden dichten Hornsteine verwittern sehr schwer. Da der Chalcedon, der meist die Zwischenräume zwischen den aus dichter Quarzmasse bestehenden Oolithen und Fossilresten ausfüllt, leichter löslich ist (S. 36 [208]), so wittern diese auf der Oberfläche heraus. Eine das ganze Gestein ergreifende Verwitterung ist nur in untergeordnetem Maße zu beobachten und meist auf die Oberfläche des Gesteins beschränkt. Von Klüften ausgehend, können im Laufe der Zeit im Innern Hohlräume entstehen; in dem stark eisenschüssigen Grus, in dem sich auch Konzentrate von Brauneisen (ein Zeichen für die lange Verwitterung!) befinden, konnten neben losen Oolithen noch zahlreiche

1) Häufig zu beobachten an Cardinien aus liasischem Bonebed von Pfrondorf bei Tübingen.

Fossilien (Mikrofauna!) herausgelesen werden. Durch Anschlagen der Hornsteine erhält man in der Regel Fossilien mit Schale. Oberfläche häufig glänzend, glatt. Präparation beschränkt.

Hornsteine der Fauna II.

Anders und rascher erfolgt infolge der Karbonatführung die Herauswitterung der Fauna II. Das reichliche Karbonat der Zwischenräume der Oolithe wird weggeführt, wodurch die Hornsteine fein porös werden. Bei der Verwitterung wandert wohl ein Teil des Karbonats in die aus kristalliner Kieselsäure (meist Chalcedon) bestehenden Fossilien (Taf. VIII [XIX], Fig. 5, 6). Ganz genau so wird ja in Pseudomorphosen von Hornstein nach Anhydrit (S. 34 [206]) der Hornstein wieder durch Karbonat verdrängt und zwar von außen gegen innen. Die Oberfläche der Schalen (bei Muscheln Außen- und Innenseite) besteht aus kieseligem Karbonat (Dolomitrhomboederchen!), das Innere meist aus Quarz.

Schlägt man einen noch nicht angewitterten fossilführenden Hornstein (z. B. aus einem Aufschluß) an, so erhält man meist Exemplare ohne Schale. Praktisch kann ein Hornstein als gut angewittert gelten, wenn die die Knollen umgebende Kalkmasse vollständig entfernt ist.

Bei mittlerer Verwitterung, wenn das Gestein mürbe geworden ist, gelingt die Präparation meist vorzüglich. Mit Nadeln (zum Teil unter Zuhilfenahme eines kleinen Hämmerchens) lassen sich die Oolithe dann leicht voneinander ablösen. Unter der Lupe ließen sich die zahlreichen Schloßpräparate der Lamellibranchiaten mit Hilfe feiner Nadeln bloßlegen. Viel Zeit und namentlich Geduld war bei den überaus kleinen Formen erforderlich. Manche schöne Form zerbrach schließlich bei dem Bestreben, die einzelne Form noch feiner herauszupräparieren.

Die Farbe der Fossilien ist gelblichbraun. Die Skulptur meist gut erhalten. Farbzeichnung wurde verschiedentlich beobachtet. Ein älteres Exemplar von *Gervillia costata* zeigt radiale Farbenbänder, ebenso ein Exemplar von *Neritaria comensis* var. *papilio* mehrere farbige spiralige Bänder. *Naticopsis mediocalcis*, meist glänzend, besitzt an einem Exemplar weiße Punktierung. Fast alle Exemplare der *Undularia (Toxoconcha) Brochii* zeigen breite buchtige Farbenbänder. Bei einigen naticopsiden Gastropoden (*Neritaria*, *Cryptonerita*) ist die obere Schalenschicht zum Teil weggelöst, wodurch auf der darunterliegenden subcorticalen Schicht eine feine Zickzack- oder Spiralstreifung zum Vorschein kommt.

# Beschreibung der Fauna.

## Plantae.

### Algae.

Genus ***Diplopora*** Schafhäutel em. Benecke.

Kalkabsondernde Algen aus der Familie der Siphoneen sind außerhalb der Alpen durch Eck und Ahlburg im Unteren Muschelkalk Oberschlesiens und durch Benecke im Mittleren Muschelkalk Elsaß-Lothringens nachgewiesen worden. Auch in dieser Fauna konnte *Diplopora* an verschiedenen Punkten, allerdings nie gesteinsbildend, beobachtet werden. Im Hangenden der Hornsteinbank von Weilderstadt wurden mit Kalkspat ausgefüllte Röhren wie auch verzweigte röhrige Gebilde in Dünnschliffen festgestellt. Hier ist es zweifelhaft, ob es Kalkalgen sind. Anhangsweise beschreibe ich hier Kalkalgen mit dichotomer Verzweigung und Ringelung der Oberfläche, welche gesteinsbildend in einer Bank des unteren Trochitenkalks bei Pforzheim auftreten.

### *Diplopora lotharingica* Benecke.

Taf. I [XII], Fig. 1.

E. W. Benecke, *Diplopora* und einige andere Versteinerungen im elsaß-lothringischen Muschelkalk. Mitt. d. geol. Landesanstalt von Elsaß-Lothringen. 1898. pag. 280.

Meist kleine Formen von 0,4—0,9 mm Durchmesser und bis 10 mm Länge. Typisch ausgebildet ist das Fig. 1 abgebildete Stück von Haiterbach. Dasselbe besitzt 8—9 Glieder. Auf jedes Glied (Ring) kommt ein Wirtel seitlicher Zweige, deren Zahl 8—10 betragen mag. Sonst besteht weitgehende Uebereinstimmung mit Beneckes Figur. Während bei der von Benecke beschriebenen Form nur die zylindrische Ausfüllung des Zellschlauches oder der Abdruck der kalkigen Hülle erhalten ist, liegt hier die Form selbst, allerdings nicht allzugut erhalten, vor. Die Größenverhältnisse sind etwas kleiner (bei Benecke 1 mm Durchmesser und 15 mm Länge).

Vorkommen: nicht häufig II. Salzstetten, Haiterbach.

### *Diplopora* sp.

Taf. I [XII], Fig. 5, 6, 7, 8.

Häufiger als das Taf. I [XII], Fig. 1 abgebildete Exemplar konnten an verschiedenen Punkten des Gebiets Formen nachgewiesen werden, die eine Ringelung der Oberfläche zeigen. Mündungen seitlicher Zweige sind nicht zu beobachten. Durch Anschleifen konnte keine Quergliederung festgestellt werden. Mehrere Exemplare zeigen eigentümliche, unregelmäßig knotige Anschwellungen der Oberfläche, die auch W. Salomon[1]) als charakteristisch für *Diplopora Beneckei* Sal. anführt. Seltener ist eine plötzliche Verengung des Schlauches beobachtet (Fig. 5 aus einem Handstück voll Diploporen aus weißlichem Hornstein von Ostelsheim). Möglicherweise sind die in Fig. 6, 7, 8 abgebildeten Exemplare nur die zylindrischen Ausfüllungen des Zellschlauches von *D. lotharingica*, doch spricht die gute Erhaltung der in dem Handstück neben Fig. 5 vorkommenden ähnlichen Formen gegen diese Ansicht. Von einer spezifischen Benennung sehe ich einstweilen ab.

Vorkommen: häufig II. Ostelsheim, Haiterbach, Salzstetten, Wittendorf.

### *Diplopora* sp.

Taf. I [XII], Fig. 2, 3, 4.

Anhangsweise und zur Ergänzung seien hier einige Diploporen abgebildet, die in einer Bank des unteren Trochitenkalks von Pforzheim massenhaft vorkommen. Dieselben sind dichotom verzweigt und zeigen wie die Taf. I [XII], Fig. 5—8 abgebildeten Formen eine Ringelung der Oberfläche. Der Durchmesser ist etwas größer, nicht ganz 1 mm.

Vorkommen: häufig. Unterer Trochitenkalk Pforzheim.

## Animalia.

### Foraminifera.

Gelegentlich der Untersuchung der oolithischen Gesteine des Mittleren Muschelkalks wurde ich verschiedentlich auf Foraminiferen aufmerksam. Wichtig ist vor allem die gesteinsbildend auftretende *Hyperammina suevica* n. sp. wegen ihres Vorkommens in oder auf Oolithen. Die übrigen Arten, die hin und wieder in Dünnschliffen angetroffen wurden, habe ich nicht in den Kreis meiner Untersuchungen gezogen, da sie von anderer Seite bearbeitet werden sollen.

1) Palaeontographica. Bd. 42. pag. 131. t. 1 f. 21.

## Genus *Hyperammina* H. B. Brady.

Brady, Voyage of H. M. S. Challenger. Vol. 9. pag. 257.

„Test free or adherent; consisting of a long, simple or branching arenaceous tube, the primordial end of which is closed and rounded; the opposite extremity, which is open and but little if at all constricted, forming the general aperture; interior smooth."

Schale frei oder aufgewachsen. Anfangskammer geschlossen, abgerundet, bisweilen kugelig oder flaschenförmig, öffnet sich in eine lange einfache oder verzweigte sandig-körnige Röhre, die in der Regel in ihren Dimensionen gleich bleibt. Das Ende der Röhre ist offen, selten verengt, meist in den Dimensionen der Röhre gehalten, dient als Oeffnung. Innenseite der Schale glatt. Oberfläche derselben sandig oder glatt. Wände dünn.

Das Genus *Hyperammina* besitzt heute allgemeine Verbreitung und ist in dieser oder jener Form am Meeresboden über weite Gebiete der Ozeane in der Nord- und Südhemisphäre verbreitet. Die meisten Formen bevorzugen tieferes Wasser. Die kosmopolitische *H. vagans* Brady kommt von 27 bis 5300 m (15—2900 f.) vor.

Wie H. Brady bemerkt, ist es sehr wahrscheinlich, daß die von Nicholson und Etheridge[1]) als *Girvanella problematica* beschriebenen silurischen Formen sich nur wenig vom Typus unterscheiden und eng verwandt mit *H. vagans* Br. seien. R. Haeusler[2]) beschreibt *H. vagans* aus der *Bimammatus*-Zone in 4 ziemlich scharf abgesetzten Varietäten, von denen 3 schon in den *Transversarius*-Schichten häufig sind. Die typische Form bildet einfache zylindrische, vielfach verschlungene freie oder stellenweise festgewachsene, von einer ei- oder flaschenförmigen Anfangskammer ausgehende Röhren mit feinsandiger Textur. Edward Wethered[3]) beschreibt Jurapisolithe mit Organismen, die größte Aehnlichkeit mit der von Nicholson und Etheridge beschriebenen *Girvanella problematica* zeigen. Die Pisolithe sind vielfach durch Organismen mit gewundenen Röhren umkrustet. Diese Girvanellen, die bisweilen auch lockere Knäuel bilden, haben eine große vertikale Verbreitung[4]).

In den Oolithen des Mittleren Muschelkalks am östlichen Schwarzwaldrand kommt besonders in der Gegend von Nagold-Weilderstadt eine Form vor, die einige Aehnlichkeit mit *H. vagans* zeigt, sich aber doch von ihr in einigen Punkten unterscheidet.

### *Hyperammina suevica* n. sp.

Taf. V [XVI], Fig. 3, 4, 5. Querschnitte auf Taf. VI [XVII], Fig. 1—4, Taf. VII [XVIII], Fig. 6, Taf. VIII [XIX], Fig. 3.

Schale frei, häufiger jedoch festgewachsen. Anfangsblase kugelig bis flaschenförmig (Taf. V [XVI], Fig. 5 oberhalb der Mitte und rechts unten), etwas freiliegend und nicht von der Röhre umwickelt. Die Röhre ist in ihren Dimensionen gleichbleibend; manchmal zeigen sich perlschnurartige Einschnürungen oder Torsionen. Querschnitt der Schale unaufgewachsen rund, aufgewachsen halbkreisförmig. Inneres der Schalen entsprechend rund oder oval. Stets liegen die Röhren dem Fremdkörper scharf an, wobei an der Berührungsstelle eine konkave Seite entsteht. Struktur der Schale körnig, aus feinem Detritus bestehend. Größe meist 0,5 mm und darunter, selten bis zu 1 mm, also bedeutend kleinere Größenverhältnisse als bei *H. vagans*. Querschnitt 0,03—0,07 mm, im Mittel 0,05 mm. Die Formen

1) Monograph of the silurian fossils of the Girvan District in Ayrshire. I. 1878.
2) N. Jahrb. f. Min. etc. 1883. pag. 58. t. 3 f. 7—10.
3) On the Microscopic Structure of the jurassic Pisolite. Geol. Mag. 1889. pag. 96.
4) Siehe auch Fr. Gaub, Die jurassischen Oolithe etc. Geolog. u. Paläont. Abh. pag. 11—13.

bilden im freien Zustande unregelmäßige, vielfach verschlungene Knäuel; seltener sind sie an beiden Enden regellos aufgerollt, dazwischen eine lange, nicht umschlungene einfache Röhre. Strenge Gesetzmäßigkeiten in der Aufrollung sind überhaupt bei der ganzen Gruppe nicht vorhanden. Aufgewachsene Formen umspinnen kleine Fremdkörper wie Muschelschalen, Oolithe, Gesteinsdetritus, in unregelmäßig gewundenen Linien. Diese Verhältnisse konnten an zahlreichen Dünnschliffen wie an losem Material ausgezeichnet beobachtet werden. Muschelschalen wie Oolithe sind auf ihrer Oberfläche mit den ovalen Querschnitten ganz erfüllt. Das Auftreten in Oolithen entspricht dem von *Ophthalmidium oolithicum* Gaub, doch gehört diese Form den Milioliden an. In beiden Fällen schmiegen sich diese Foraminiferen sowohl inneren wie äußeren Lagen der Oolithe an. Die Oberfläche ist in der Regel noch stark überwuchert. Wahrscheinlich haben sich diese Formen im Jugendstadium auf Oolithen festgesetzt und sind mit dem Größerwerden derselben auch mitgewachsen. Ob mehrere Formen auf einem Oolith gelebt haben, ist bei dem indifferenten Bau schwer zu entscheiden, immerhin wahrscheinlich, da die Oolithe häufig stark überwuchert sind. Bezüglich der weiteren geologischen Bedeutung dieser Formen verweise ich auf die Beschreibung der Oolithe (S. 35—41 [207—213]).

Vorkommen: I und II. Häufig in Gesteinen des oberen Mittleren Muschelkalks sowie des unteren Trochitenkalks.

## Spongiae.

### Silicispongiae. (Monactinellidae.)

Taf. V [XVI], Fig. 2, Taf. VII [XVIII], Fig. 5.

Zahlreiche, ca. 1,5 mm lange und $^1/_{10}$ mm dicke, leicht gekrümmte einachsige Kieselnadeln ließen sich massenhaft in einer ca. 2 m mächtigen oolithischen Hornsteinknollen führenden Schichtfolge des unteren Trochitenkalks bei Pforzheim nachweisen. Weniger häufig in Hornsteinen des Mittleren Muschelkalks nachgewiesen; Taf. VII [XVIII], Fig. 5 zeigt deutlich Querschnitte durch Kieselnadeln (S. 30 [202]). Die durch Auflösen des kalkigen Gesteins in Salzsäure isolierten Nadeln zeigen einen deutlichen Achsenkanal, der verschiedentlich verbreitert ist (S. 31 [203].) Die Formen sind konstant, meist leicht gekrümmt und gehören höchstwahrscheinlich einer Art an. Eine spezifische Bestimmung ist unmöglich. Die ursprüngliche Opalsubstanz der Nadeln ist jetzt durch Chalcedon ersetzt. H. Fischer[1]) beschreibt eine einachsige Kieselnadel aus *Semipartitus*-Kalk von Rottendorf in Franken. Von besonderer Bedeutung ist das Vorkommen dieser Kieselnadeln dadurch, als durch sie die zahlreichen Hornsteine des Mittleren Muschelkalks und des unteren Trochitenkalks einige Erklärung finden.

### *Rhizocorallium.*

Taf. V [XVI], Fig. 1.

Koken, Leitfossilien. 1896. pag. 605.
Zittel, Grundzüge der Paläontologie. 1910. pag. 48.
Reis, O. M., Beobachtungen über Schichtfolge und Gesteinsausbildungen der Fränkischen Unteren und Mittleren Trias. Geognost. Jahreshefte. 1910. pag. 233—251.

Gerade oder unregelmäßig gekrümmte, bisweilen ohrförmige Wülste, deren Oberfläche gefasert ist. Breite der Wülste verschieden. Im vorliegenden Bilde ist die Faserung der meisten breiten Wülste abgeblättert. Die Felder zwischen den einzelnen Wülsten zeigen eine deutliche sich durchkreuzende Faserung.

Bekanntlich ist die organische Natur noch nicht einwandfrei festgestellt (nach Beyrich ein Hornschwamm!). Koken meint: „Wenn es nicht anorganische Gebilde sind, könnte man sie auf Horn-

1) Beitrag zur Kenntnis der unterfränkischen Triasgesteine. Geogn. Jahresh. 1898. pag. 8.

schwämme deuten. Eine Unterscheidung von Arten ist überflüssig; gewöhnlich gehen sie als *Rhizocorallium jenense* Zenk. (Röt, Wellenkalk)". F. Broili spricht sich in ähnlichem Sinne aus. O. M. Reis deutet diese Gebilde als Wohnröhren von Tubicolen.

Vorkommen: selten II. Profil IV (3) Egenhauser Kapf.

## Vermes.

***Serpula (Spirorbis) aberrans*** n. sp.

Taf. I [XII], Fig. 9, 10, 11.

Röhre klein, bis zu 2 mm groß, spiral aufgewunden, aus $2^1/_2$ Windungen bestehend; meist nicht in einer Ebene aufgerollt. Untere Seite der Windung abgeplattet, des öfteren in einer Richtung eingekrümmt; obere Seite gewölbt. Mündung schräg nach aufwärts gebogen. Umgangsquerschnitt in der Jugend eckig, im Alter gerundet. Die Oberfläche zeigt eine eigenartig rauhe, etwas nach hinten verlaufende Querskulptur, die besonders auf dem aufwärts steigenden Mündungsteil kräftig wird. Weniger konstant als *Spirorbis valvata* Goldf.

Vorkommen: nicht häufig. I/II. Weilderstadt/Salzstetten.

***Serpula*** sp.

Korkzieherartig gewundene Wurmröhren von $2^1/_2$ mm Größe.

Vorkommen: selten. I. Weilderstadt, Simmozheim.

## Brachiopoda.

Brachiopoden haben sich außer einem Exemplar von *Lingula tenuissima* Br., das ich bei Salzstetten fand, nicht nachweisen lassen. *Lingula tenuissima* ist ein weit verbreitetes Fossil im Mittleren Muschelkalk.

Vorkommen: selten. II. Salzstetten.

## Lamellibranchiata.

Genus ***Avicula*** Brug.

***Avicula mediocalcis*** n. sp.

Taf. I [XII], Fig. 36—38.

Schale ungleichklappig. Linke Klappe stark, rechte Klappe schwächer gewölbt. Der vordere Flügel ist meist deutlich abgesetzt; durch eine vom Wirbel senkrecht zur Schloßlinie verlaufende seichte Depression vom Hauptschalenteil getrennt. Der stark ausgezogene hintere Flügel, der durch eine mehr oder weniger starke Furche vom Hauptschalenteil abgegrenzt wird, fällt vollends sanft zum Schalenrand ab. Doppelklappige Exemplare liegen mir nicht vor. Schloßrand gerade, im vorderen Teil leicht gezähnelt. Die Größe schwankt zwischen 2 und 6,5 mm. Durchschnittliche Größe 4 mm. Eine gewisse Aehnlichkeit besteht mit *Avicula arcuata* Mstr.[1]) und *Avicula Loomisi* Broili[2]) aus der alpinen Trias.

Längere Zeit war ich im Unklaren, ob nicht vorliegende Form besser zu *Gervillia* zu stellen sei und vielleicht eine Jugendform der *G. costata* darstelle. Junge Exemplare der *G. costata* zeigen aber

1) Bittner, Lamellibranchiaten der alpinen Trias. t. 8 f. 21—23.

2) Broili, Fauna der Pachycardienstufe der Seiser Alp. Palaeontographica. Bd. 50. t. 18 f. 28.

bereits die charakteristischen lamellenförmigen Anwachsstreifen, was hier nicht der Fall ist. Auch der Schloßbau läßt Verschiedenheiten erkennen. Während hier wie dort eine Zähnelung des Vorderfeldes des Schloßrandes zu erkennen ist, treten die für jüngere Exemplare von *G. costata* charakteristischen Zahnleisten (Taf. I [XII], Fig. 39 b) nicht auf.

Vorkommen: häufig. I/II. Weilderstadt/Haiterbach, Walddorf.

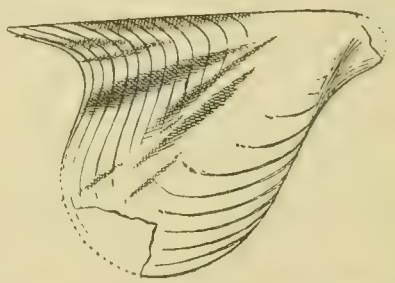
## Genus *Gervillia* Defr.

### *Gervillia costata* v. Schloth. sp.

Taf. I [XII], Fig. 39—41; Textfig. 3.

Synonymverzeichnis der älteren Literatur bei Fr. v. Alberti, Ueberblick über die Trias. pag. 87.

Fast in allen Faunen, die bis jetzt aus Mittlerem Muschelkalk bekannt geworden sind, vorkommend. Auch diese Fauna hat eine reichhaltige Suite ergeben, die nicht uninteressant ist. Hinsichtlich Größe, Dicke, Wölbung und Schloßbau ist die Form äußerst variabel, was auch v. Schauroth zur Aufstellung seiner zahlreichen Varietäten veranlaßt hat. Große Exemplare fanden sich bei Salzstetten und Lombach. v. Schauroth[1]) erwähnt, daß die größten Formen in den unteren Lagen des Oberen Muschelkalks vorkommen. Es liegen mir Formen bis zu 5 cm vor. Radiale Farbstreifen konnten an einer rechten Klappe von Salzstetten beobachtet werden (Textfig. 3). Anwachsstreifen in der Regel in stark hervortretenden Lamellen; bei großen Exemplaren werden sie rauhschuppig. Besonders schön sind junge Formen aus Salzstetten, sowie aus der Zellendolomitbank (hier klein) von Profil VI vom südlichen Galgenberg bei Weilderstadt. Interessant ist der Verlauf der Anwachsstreifen, die im allgemeinen die Tendenz verfolgen, sich auf dem Hinterfeld etwas zurückzuschlagen. Fast alle Autoren erwähnen eine nach hinten ausgezogene Spitze. Formen aus dieser Fauna zeigen die Spitze sehr deutlich. Die Anwachsstreifen verlaufen unter einem spitzen Winkel nach rückwärts, so daß der hintere Teil sichelartig[2]) in eine Spitze ausgezogen ist (Textfig. 3; Fig. 40).



Textfig. 3. *Gervillia costata.* Rechte Klappe mit radialen Farbstreifen. Vergrößerung $1^1/_2$.

*Gervillia alata* Phil. von Schwieberdingen besitzt ebenfalls einen in eine lange Spitze ausgezogenen hinteren Flügel, unterscheidet sich aber durch den sehr schmalen, hochgewölbten mittleren Teil hinreichend von *Gervillia costata.* Der Schloßbau der Gervillien ist variabel, so daß er nicht zur Systematik herangezogen werden kann. Credner[3]) fand, daß, je vollständiger die Schloßzähne ausgebildet sind, um so mehr die Entwicklung des Ligaments beschränkt sei. Philippi[4]) hat an *Gervillia (Hoernesia) socialis* aus Schwieberdingen bezüglich der Stellung der Hauptzähne zahlreiche Variationen nachgewiesen, was auch hier der Fall ist. Im allgemeinen besitzt die linke Klappe 2 unter dem Wirbel liegende Hauptzähne und die rechte Klappe korrespondierend einen in die Lücke der beiden anderen greifenden dreieckigen Hauptzahn. Meist sind die beiden Schloßzähne nach hinten gerichtet, bisweilen nahezu parallel. Bei einem Exemplar fand ich: ∠ Vorderzahn-Schloßrand = 80°; ∠ Hinterzahn-Schloßrand

1) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1857. pag. 104.

2) In einer vorläufigen Mitteilung (Centralbl. f. Min. etc. 1911. pag. 654) habe ich diese Form als besondere Varietät *Gervillia costata* var. *falcata* angeführt gehabt.

3) N. Jahrb. f. Min. etc. 1851.

4) Jahreshefte d. Vereins f. vaterl. Naturk. in Württ. 1898. pag. 155.

= 60°; (Fig. 39 b) bei 2 Exemplaren den ∠ Hinterzahn-Schloßrand = 40°; bei einem anderen Exemplar war der Vorderzahn massig entwickelt und stand senkrecht auf der Längsrichtung des Schloßrandes, ∠ Hinterzahn-Schloßrand = 60°. Ein älteres Exemplar zeigte 2 parallele Zähne von ca. 45°, wovon der vordere stärker entwickelt war als der hintere. Ueber die Zahnleisten liegen Beobachtungen an 4 linken Klappen vor. Credner erwähnt 2—3 schräge Zahnleisten, deren letzte einen längeren leistenförmigen Seitenzahn bildet. v. Schauroth bildet einige Formen einer *Bakewellia costata* var. *Goldfussi* ab, die einen ähnlichen Schloßban wie Fig. 39 b zeigen. Es sind zumeist Jugendformen, die durch scharfe wohlausgebildete Zähne ausgezeichnet sind. Bandgruben sind erst in der Bildung begriffen (Fig. 39 b). Mit zunehmendem Alter werden die Zähne immer undeutlicher (Fig. 41), die Zahnleisten verwischen sich, an ihre Stelle tritt ein einheitliches, leicht konkaves Ligamentfeld, in das zahlreiche (je nach dem Alter verschieden, ausgewachsen 5—8) Ligamentgruben eingelassen sind. Ligamentfeld und Ligamentgruben sind parallel dem Schloßrand gestreift (Fig. 41).

Vorkommen: häufig. I/II. Dätzingen, Weilderstadt/Haiterbach, Salzstetten, Wittendorf.

### *Gervillia subcostata* Goldf.

M. Schmidt erwähnt die Form in den Erläuterungen zu Blatt Altensteig pag. 32 als selten vorkommend; außerdem in der Zellendolomitbank von Prof. VI Weilderstadt.

Vorkommen: selten. I/II. Weilderstadt/Haiterbach.

### *Gervillia (Hoernesia) socialis* v. Schloth. sp.

*Gervillia socialis*, eines der gemeinsten Fossilien des Unteren und Oberen Muschelkalks, besonders des unteren Trochitenkalks, als Begleiter von *Myophoria vulgaris* und *Terebratula vulgaris*, ist nicht gerade häufig im Mittleren Muschelkalk. Längere Zeit schien es, als ob diese Form in dieser Fauna gar nicht vertreten sei. Aus oolithischem Hornstein von Haiterbach und weißlichem Hornstein von Beihingen liegt mir je eine linke Klappe vor. Häufiger neben *Rhizocorallium*, *Myophoria vulgaris* etc. im Profil IV (3) am Egenhauser Kapf in grauem, oolithischem Kalk.

Vorkommen: nicht häufig. II. Egenhausen, Haiterbach, Beihingen.

## Genus *Monotis* Bronn.

### *Monotis Albertii* Goldf. sp.

Sehr selten. Benecke erwähnt diese Form aus lothringischem Mittleren Muschelkalk. Dort anscheinend auch selten.

Vorkommen: selten. II. Simmozheim O.-A. Calw.

## Genus *Pecten* Klein.

Die Gattung *Pecten* ist in mehreren Arten im Mittleren Muschelkalk vertreten; indessen erreichen dieselben keine große Bedeutung.

### *Pecten laevigatus* v. Schloth. sp.

Merkwürdig ist das lokale Auftreten dieser Form; so fanden sich mehrere Exemplare bei Salzstetten, während an den nahen Fundplätzen von Haiterbach und Walddorf mir keine Spur zu Gesicht kam. Größe bis zu 5 cm.

Vorkommen: häufig. I/II. Friolzheim/Salzstetten, Schopfloch, Lombach.

***Pecten discites*** v. Schloth. sp.

Auch diese Art ist eine Seltenheit für Mittleren Muschelkalk, obwohl sie in ganz Süddeutschland im Trochitenkalk vorkommt.

Vorkommen: selten. I/II. Weilderstadt/Salzstetten.

***Pecten*** cf. ***liscaviensis*** Gieb.

Vorkommen: selten. II. Haiterbach.

Genus ***Myoconcha*** Sow.

***Myoconcha gastrochaena*** Dunk. sp.

Schale mäßig gewölbt mit fast rechteckigem Umriß. Die vom Wirbel zur Hinterecke verlaufende Diagonalkante leicht geschweift. Unter dem Wirbel eine deutliche Muskelleiste.

Vorkommen: nicht häufig. II. Salzstetten.

Genus ***Mytilus*** Lin.

***Mytilus [Myalina] eduliformis*** v. Schloth. sp.

Taf. I [XII], Fig. 15a, b, 33.

Nur wenige Exemplare aus der Gruppe des *Mytilus eduliformis* haben sich im Mittleren Muschelkalk und dem angrenzenden unteren Trochitenkalk finden lassen, die aber durch ihre Gestalt und ihr Auftreten nicht uninteressant sind. Zahlreiche Beobachtungen haben ergeben, daß die Formen des Unteren Muschelkalks sich von denen des Oberen Muschelkalks unterscheiden lassen. Während die Form des Oberen Muschelkalks, zu welcher der Schlotheimsche Typus gehört, durch Schlankheit ausgezeichnet ist, fällt diejenige des Unteren Muschelkalks durch ihre Breite, flache Wölbung und den spitzen Schnabel auf. Benecke[1]) scheint diese Frage zum erstenmal angeregt zu haben. Klar und anscheinend unabhängig hat sich Frech[2]) im oben erwähnten Sinn in einer im Jahre 1904 erschienenen Arbeit ausgesprochen. Er bildet dort Formen ab aus dem Muschelkalk von Hildesheim und Mikultschütz, sowie aus dem tiefsten Muschelkalkdolomit vom Fichtelwald bei Sóly (Veszprémer Komitat), außerdem zum Vergleich eine dem Typus Schlotheims angehörende Form aus dem Oberen Muschelkalk von Lunéville. Die Form des Wellenkalks nennt Frech *Myalina (Mytilus) eduliformis* Schloth. sp. mut. *praecursor*. Benecke[3]) gibt in seiner Mitteilung über *Mytilus eduliformis* Schloth. eine interessante Zusammenstellung über das Auftreten und Vorkommen in der germanischen und alpinen Trias und bemerkt zum Schlusse: „Unterscheiden mag man immer zwischen den Formen des Muschelkalks, denn die breitere und soweit ich sehe, stets kürzere Form scheint ausschließlich im unteren Muschelkalk vorzukommen, die schlanke herrscht beinahe im obersten."

Das mir vorliegende Material gehört hälftig der Wellenkalkform (*Mytilus eduliformis* v. Schloth. forma *praecursor* Frech) und der für Oberen Muschelkalk charakteristischen Form (*Mytilus eduliformis* v. Schloth. typus) an. Beide Formen kommen gleichmäßig im Mittleren Muschelkalk und unteren Trochitenkalk des östlichen Schwarzwaldes vor.

Interessant ist es nun, daß sich gerade beim Uebergang vom Mittleren Muschelkalk zum Oberen Muschelkalk die beiden Formen berühren. Es scheint also, daß die Wellenkalkform bis in den oberen

1) Mitt. d. Kommission für die geol. Landesuntersuchung von Elsaß-Lothringen. I. 1886. pag. 199.
2) Neue Zweischaler und Brachiopoden aus der Bakonyer Trias. 1904. pag. 20.
3) Centralbl. f. Min. etc. 1905. pag. 705. Zitat pag. 713.

Trochitenkalk hinein vorkommt. Nicht ausgeschlossen ist es natürlich, daß dieselbe durch weitere Beobachtungen auch in höheren Schichten des Oberen Muschelkalks nachgewiesen werden kann. Nach M. Schmidt [1]) gehört eine Form aus dem Wellenkalk der Gegend von Jena (Sammlung der Technischen Hochschule in Stuttgart) bereits der Schlotheimschen Form an. Darnach ist es sehr zweifelhaft, ob die beiden Formenkreise in den bis jetzt bekannten Grenzen sich bewegen. Diese Frage läßt sich endgültig nur entscheiden durch genaue Untersuchung eines größeren, mit guten Etiketten versehenen Materials.

Betreffs der generischen Stellung dieser Formen, ob zu *Myalina* oder *Mytilus*, besteht noch keine Einigung. Koken [2]) und Frech [3]) ziehen sie zu *Myalina* wegen des breiten gestreiften Schloßfeldes. Benecke entscheidet sich für *Mytilus*, da er weder an seinen schönen Exemplaren aus dem Schaumkalk noch an den Abbildungen Giebels eine gestreifte Ligamentfläche erkennen konnte. Vorzüglich herausgewitterte Schalen aus dem oberen Trochitenkalk von Alt-Hengstett—Stammheim (nach dem Zeichnen der Tafeln aufgefunden) ließen eine deutliche Streifung erkennen, würden also eher für die erstere Annahme *(Myalina)* sprechen.

### *Mytilus [Myalina] eduliformis* v. Schloth. forma *praecursor* Frech.

Frech nennt die Wellenkalkform *Myalina (Mytilus) eduliformis* Schloth. sp. mut. *praecursor*. Wie bereits Benecke hervorgehoben hat, kann nur die jüngere Form eine Mutation der älteren sein. Ich benenne diese Form mit M. Schmidt [4]), wie oben angegeben. Vergleiche Taf. I [XII], Fig. 15a, b aus dem Trochitenkalk von Weilderstadt, die große Aehnlichkeit besitzen mit der von Frech gegebenen Abbildung aus dem Wellenkalk von Hildesheim. Ein ähnliches [5]) Stück aus dem oolithischen Hornstein von Haiterbach zerbrach bei der Präparation vollständig. Anhangsweise sei hier das Taf. I [XII], Fig. 33 abgebildete Stück aus demselben Horizont von Walddorf erwähnt, das wohl eine Jugendform ist.

Wirbel zu einem Schnabel spitz vorgezogen. Schloßrand gerade oder leicht gekrümmt, in kreisförmigem Bogen in den Hinterrand übergehend. Bauchrand konkav, unter dem Wirbel stark nach innen umgeschlagen, was bereits Goldfuss [6]) von seinem Original erwähnt. Der Bauchrand der Fig. 15a, b abgebildeten Form wie auch des zerbrochenen Exemplars von Haiterbach zeigt in der Wirbelgegend eine rinnenartige Hohlkehle. Mehrere Formen aus dem oberen Trochitenkalk von Alt-Hengstett, die auch dieser Wellenkalkform angehören, zeigen ebenfalls diese Hohlkehle. Stärkste Wölbung gegen den Bauchrand. Anwachsstreifung deutlich in unregelmäßigen Zwischenräumen mit starken Anwachslinien. An angewitterten Stellen ist die faserige Struktur der Schale deutlich erkennbar.

Vorkommen: selten. II. Haiterbach, Walddorf.

### *Mytilus [Myalina] eduliformis* v. Schloth. typus.

Ein Exemplar aus oolithischem Hornstein (Hornsteinbank) von Merklingen bei Weilderstadt wie auch 2 dem Anstehenden entnommene Exemplare aus unterstem Trochitenkalk von Wald-

1) Das Wellengebirge der Gegend von Freudenstadt. 1907. pag. 13 u. 14. Fußnote.
2) Leitfossilien. pag. 587.
3) l. c. pag. 21.
4) Das Wellengebirge der Gegend von Freudenstadt. 1907. pag. 70.
5) Vgl. Benecke, l. c. pag. 707. fig. 1, 2, 3 und Frech, l. c. pag. 21. fig. 25.
6) Petrefacta Germaniae. pag. 169. t. 128 f. 7.

mössingen und Weilderstadt stimmen durch ihren schlanken Wuchs mit der Schlotheimschen Form überein.

Vorkommen: I. Merklingen.

Genus ***Modiola*** Lam.

***Modiola Salzstettensis*** n. sp.

Taf. I [XII], Fig. 16—29, 31, 32.

Eines der häufigsten Fossilien in dieser Fauna ist eine kleine *Modiola* mit weit nach vorn liegenden Wirbeln, welche stark abgerundet sind und nicht ganz so weit reichen, wie das Rudiment eines vorderen Flügels darunter. Der Ligamentrand ist lang und verläuft annähernd geradlinig bis zu der häufig scharf entwickelten Ecke, die ihn vom Hinterrand trennt. Hier ist auch die Stelle, wo die Form ihre größte Breite erreicht. Der Bauchrand ist meist leicht konkav, selten gerade. Fast parallel mit ihm, manchmal auch schief, verläuft, abgesehen von der Wirbelgegend, der Kiel, der die Stelle der stärksten Wölbung angibt. An Stellen, die der Verwitterung ausgesetzt waren, nimmt man deutlich eine Faserstreifung (Schalenstruktur!) wahr. Die Spitzen der Streifen liegen auf der Kiellinie und verlaufen mit leichter Krümmung zum Schalenrand. Das Bild erinnert vollkommen an einen Frisierscheitel. Anwachsstreifen recht fein; an manchen Lokalitäten mit rauheren Anwachslinien. Der Schloßrand ist durch eine in der Mitte verlaufende Rinne (Fig. 19, 25, 32) ausgehöhlt: an einigen Exemplaren waren 2 Rinnen erkennbar, davon die eine etwas schwächer. Unter dem Wirbel tritt im Innern eine schwache Leiste auf, die zum Ansatz des vorderen Muskels diente. Hinterer Muskeleindruck nicht deutlich erkennbar. Schale meist dünn und leicht zerbrechlich.

Bei dem überaus reichlichen Material von annähernd 1000 Individuen ist es nun klar, daß Schwankungen in der Art nicht ausgeschlossen sind. Es kommen hochgewölbte und flache, breite und längliche, spitze und stumpfe Formen nebeneinander vor, die durch zahlreiche Uebergänge miteinander verbunden sind. Junge Exemplare sind meist stumpf; mit zunehmendem Alter werden sie spitzer. Aus einem Handstück von Salzstetten, das mir eine reiche Ausbeute auch an anderen Formen (meist Originale!) geliefert hat, konnte ich ca. 150 Exemplare herauspräparieren, so daß hier ziemlich einwandfreie Beobachtungen möglich waren. Bei dem massenhaften Auftreten und besonders bei der großen Anpassungsfähigkeit der Mytiliden ist es zweifellos das Richtigere, den Artbegriff möglichst weit zu fassen. Ich hatte mich eingehender mit einer eventuellen Gliederung in weitere Arten befaßt und bereits durchgeführt gehabt, jedoch ohne Erfolg. Wozu die endlose Reihe indifferenter Formen, die doch bloß Namen sind und wissenschaftlich wie praktisch keinerlei Wert haben? Scharfe Grenzen sind wegen des indifferenten Baues nicht zu ziehen. Recht wohl können Schwankungen im Salzgehalt den Formen an verschiedenen Punkten ein gewisses Gepräge verliehen haben. *Mytilus edulis* lebt sowohl in der Ostsee wie im Mittelmeer, wo ja der Salzgehalt ein recht verschiedener ist; wir können von ihr 9 Varietäten unterscheiden.

Die mittleren Größen bewegen sich von 5—13 mm, häufig 6—8 mm; Brut fand sich besonders häufig bei Weilderstadt. Es ist das gemeinste Fossil dieser Schichten, das wohl eine weite Verbreitung besitzt. Häufig erfüllt es ganze Platten in der Hornsteinbank von Weilderstadt. *Modiola Salzstettensis* ist bei der großen Häufigkeit und Verbreitung ein gutes Leitfossil für Mittleren Muschelkalk.

Vorkommen: sehr häufig im ganzen Gebiet. I/II.

**Typus:** Taf. I [XII], Fig. 17, 18, 21, 24, 25, 29, 31.

Varietäten:

1. Var. ***convexa*** n. var. Taf. I [XII], Fig. 16, 22.
   Stark gewölbt, meist mit langem Schloßrand und kurzem Hinterrand; nicht häufig. I/II.
2. Var. ***plana*** n. var. Taf. I [XII], Fig. 20, 26, 27.
   Flach, etwas spitziger Wirbel; besonders häufig in I; I/II.
3. Var. ***elongata*** n. var. Taf. I [XII], Fig. 23, 32.
   Lang gestreckt, meist spitzig; nicht häufig. I/II.
4. Var. ***lata*** n. var. Taf. I [XII], Fig. 19, 28.
   Breit, Unterrand stark gerundet, meist flach gewölbt; nicht häufig; I/II.

Ein Ueberblick über diese Formen zeigt uns die große Veränderlichkeit dieser Art. Sehr wahrscheinlich sind die folgenden unter *Modiola* sp. angeführten Formen nur extreme Varietäten (pathologische Bildungen?) dieser Art.

### ***Modiola*** sp.

Taf. I [XII], Fig. 30.

Spitzschnäbelige Form mit weit nach vorn gerücktem Wirbel. Von der Spitze zieht eine Furche zum Bauchrand. Bauchrand konkav. Möglicherweise nur eine Varietät von *Modiola Salzstettensis* n. sp.

Vorkommen: selten. II. Haiterbach.

Taf. I [XII], Fig. 34.

Wirbel stumpf; Schloßrand und Bauchrand gerade. Hinterrand kurz. Stark gewölbt.

Vorkommen: selten. II. Salzstetten.

Taf. I [XII], Fig. 35.

Stumpfe, stark gewölbte Form mit übergebogenem Wirbel. Vorderfeld stark gerundet, Hinterrand kurz. Von allen aus der triasischen Literatur bekannten Arten durch die plumpe Form charakterisiert. Vielleicht nur eine Varietät von *Modiola Salzstettensis.*

Vorkommen: selten. II. Haiterbach.

## Genus ***Myophoria*** Br.

Die von Bronn 1875 begründete Gattung hat im Laufe der Jahre zahlreiche Revisionen erfahren, über die E. Rübenstrunk[1]) eingehend referiert hat.

Umriß dreieckig, bisweilen oval oder rundlich. Schalenoberfläche glatt oder mit radialen oder konzentrischen Rippen. Eine vom Wirbel nach hinten ziehende Kante ist meist vorhanden, kann jedoch auch fehlen. Wirbel prosogyr. In der linken Klappe 3, in der rechten Klappe 2 Zähne. Seitenzähne fehlen. Riefung der Zähne beobachtet, doch scheint dieselbe kein konstantes Merkmal zu sein.

### ***Myophoria laevigata*** v. Alb.

Taf. II [XIII], Fig. 3, 4.

Synonymverzeichnis bei E. Rübenstrunk, l. c. pag. 125—126.

*Myophoria laevigata* bildet eines der häufigsten Fossilien dieser Fauna. Ein reiches Material von ca. 100 Exemplaren in allen Altersstadien, das überdies eine vorzügliche Präparation zuließ, ge-

1) Beitrag zur Kenntnis der deutschen Triasmyophorien. Diss. Mitt. d. Großh. bad. geol. Landesanst. VI. 1910. Heft 1. pag. 100—111.

stattete mehrere neue Beobachtungen. Die Skulptur der Area zeigt alle möglichen Schwankungen. Am häufigsten verlaufen vom Wirbel 2 divergierende Furchen, dazwischen einen radialen Wulst bildend. Nicht selten sind diese 2 Furchen durch flache Rippen ersetzt, dazwischen dann eine seichte Depression. Weiterhin nur eine einzige Rippe oder eine Furche und eine Erhebung, endlich kann die Area auch annähernd glatt sein. Interessant ist es, daß alle diese Variationen, die Rübenstrunk von verschiedenen Lokalitäten einzeln erwähnt, an einem und demselben Material beobachtet werden können; gleiches gilt von dem reichhaltigen Schwieberdinger Material der Sammlung des Geologischen Instituts in Tübingen. In beiden Fällen ist *M. laevigata* ein häufiges Fossil, daher diese Veränderlichkeit leicht denkbar. An einem Exemplar war auf der Area entlang der Arealkante eine ziemlich kräftige Furche zu beobachten, worauf bereits Giebel und Rübenstrunk als große Seltenheit aufmerksam machen. Das Hauptschalenfeld zeigt im allgemeinen keine radiale Struktur, was ja auch der Diagnose entgegen wäre. Immerhin kann man an einigen Exemplaren entlang der Arealkante eine kaum angedeutete Rinne beobachten, ein Umstand, der vielleicht für die nachher zu beschreibende *M. germanica* entwicklungsgeschichtlich von Bedeutung ist. Anwachsstreifung mehr oder weniger kräftig, oft geradezu zierlich. Ein einziges doppelklappiges Exemplar von 1 mm, sonst nur lose Schalen. Im allgemeinen sind Formen um 1 cm am häufigsten. Daneben kommen recht ansehnliche Exemplare bis zu 4 cm vor. Kleine Formen zeigen im allgemeinen eine scharfe Arealkante mit einem fast steil abfallenden Hinterfeld. Das Schloß war an 10 Exemplaren der linken und 12 der rechten Klappe eingehend zu beobachten. Eine Riefung der Zähne konnte an dem vorzüglich erhaltenen Material nicht beobachtet werden. Die Zähne sind nicht so massig wie bei den Schwieberdinger Formen und schließen sich enge an die guten Giebelschen Abbildungen an. Der Umriß der Schalen, der Veranlassung zur Aufstellung von zahlreichen Varietäten gab, ist hier recht konstant. Nur einige Exemplare zeigen Anklänge an

var. ***elongata*** Gieb.

Vorkommen: häufig. II. Haiterbach, Salzstetten, Walddorf.

### *Myophoria vulgaris* v. Schloth.

Taf. II [XIII], Fig. 1, 10.

Synonymverzeichnis bei Rübenstrunk, l. c. pag. 171.

Myophorien aus der *Vulgaris*-Gruppe ließen sich verschiedentlich, wenn auch nicht häufig, in dieser Fauna nachweisen.

Höhe: Länge = 1 : 1 bis 1 : 1,07; Seebachscher Quotient zwischen 1 : 2,3, 1 : 2,5 und 1 : 2,72 schwankend. Wirbel prosogyr. Jugendformen häufig gebläht. Arealkante der linken Klappe kräftig, gerundet, mit dem Abstand vom Wirbel an Dicke zunehmend, während diejenige der rechten Klappe zart und scharf bis zum Unterrand verläuft und im ganzen einen weniger kräftigen Eindruck hinterläßt. Aehnliche Beobachtungen machten Bittner und Waagen an ihrem Myophorienmaterial, wonach die Rippen der rechten Klappe immer schärfer und zarter seien als diejenigen der linken Klappe. Arealkante gerade, in seltenen Fällen geschwungen (Fig. 1). Die Rippen von Jugendformen sind scharf und erscheinen häufig wie aufgesetzte Schneiden (Fig. 10), wie überhaupt immer in der Wirbelgegend die Berippung am schärfsten ist. Einige Formen des Materials zeigen die Tendenz, die Rippe zum Verlöschen zu bringen (var. *semicostata* n. var.). Die arealradiale Skulptur ist ebenso variabel wie bei *M. laevigata*. Außerdem konnte an einem Bruchstück einer gut erhaltenen linken Klappe im Gebiet der abgerundeten

dicken Arealkante auf der Area eine außerordentlich feine Radialberippung beobachtet werden. Die konzentrische Berippung ist im allgemeinen vorhanden, kann aber auch schwach werden und ganz fehlen, was besonders eine reichhaltige Fauna aus Oberem Muschelkalk zeigt.

Das Schloß ist dem von *Myophoria laevigata* ähnlich. In der linken Klappe ist der mittlere und kräftigste Zahn nach innen gebuchtet, nach hinten in eine lange Leiste ausgezogen. Der Vorderzahn ist fast ebenso stark, massig dem Rande aufgesetzt. Zwischen den beiden Hauptzähnen eine Grube für den entsprechenden Zahn der rechten Klappe. Hinterzahn schwach entwickelt, dem Hinterrand aufgesetzt. Das Schloß der rechten Klappe zeigt einen auf einem starken Sockel ruhenden dreieckigen Vorderzahn, der unter dem Wirbel mit dem lamellenförmigen, dem Hinterrand parallelen Hinterzahn leicht zu einem Winkelzahn verbunden ist. Riefung der Zähne nicht beobachtet.

Vorkommen: häufig. I/II. Zahl der untersuchten Exemplare: 20.

Weilderstadt/Dätzingen, Egenhausen (Profil IV), Ostelsheim, Salzstetten.

### *Myophoria vulgaris* var. *semicostata* n. var.

Taf. II [XIII], Fig. 2, 9, 11.

Im oberen Mittleren Muschelkalk von Salzstetten fanden sich neben typischen *Vulgaris*-Formen auch solche, die eine Reduktion der extraarealen Rippe zeigen; sie machen ca. 50 Proz. der *Vulgaris*-Formen aus. Größe bis zu 2 cm. Die Rippen treten in der Wirbelgegend stets scharf heraus; im weiteren Verlauf jedoch findet eine Abschwächung statt, die gegen den Unterrand zum fast gänzlichen Verlöschen der Rippe führt. Konzentrische Berippung nicht sehr ausgeprägt oder nicht vorhanden. Das Schloß zeigt alle Eigentümlichkeiten der typischen *Vulgaris* (Fig. 9 b). Unter dem Material befindet sich auch eine nach hinten verlängerte schiefe Form mit ziemlich kräftigen Anwachsstreifen und starker Schale. Ich würde diese Form unbedingt zu *Myophoria Struckmanni* v. Stromb. gestellt haben, wenn sie mir einzeln vorgelegen hätte. Ein kleiner Unterschied besteht übrigens darin, daß die Wirbelgegend spitziger ist als bei der von O. v. Linstow[1]) abgebildeten Form. Auch in Lumachellen des Trochitenkalks von Weilderstadt vorkommend.

Vorkommen: II. Salzstetten.

### *Myophoria Schmidti* Weig.

*Myophoria Schmidti* Weig., *Myophoria Kefersteini* Münster aus der Bleiglanzbank des Gipskeupers von Sindelfingen und *Myophoria Schmidti* nov. sp. aus den Trochitenkalken von Donaueschingen. Jahresh. d. Vereins f. vaterl. Naturk. in Württ. 1913. pag. 263 ff. t. 6 f. 10, 11, 12.

Bereits nach Absendung der ersten Korrektur kam mir noch die Arbeit von Weigelin in die Hände. Ich gebe kurz die Artdiagnose nach Weigelin wieder:

Verschwinden (Auslöschen) oder Verflachen der vorderen Rippe (extraarealen Rippe Rübenstrunks) gegen den Unterrand hin. Auftreten von Radialstreifen oder Schaltrippen (bis zu 4, die vom Unterrand gegen den Wirbel hin schwächer werden) vor und hinter der vorderen Rippe auf der rechten Schale. Anwachsstreifen, aber keine gleichmäßige konzentrische Berippung. Area mit 2 Radialschwielen. Schloß wie bei *M. laevigata*.

Das wichtigste und wohl alleinige Unterscheidungsmaterial von den anderen Myophorien ist zweifellos das Auftreten von Radialstreifen vor und hinter der vorderen Rippe, merkwürdigerweise immer nur auf der rechten Klappe, während Bittner und Waagen bei den reichverzierten Myophorien der

1) Jahrb. d. K. Preuß. geol. Landesanst. 1903. t. 12 f. 8, 9.

alpinen Trias die rechte Klappe schwächer aber um so schärfer verziert fanden. Zeller[1]) erwähnt im Gegensatz dazu das Auftreten einer angedeuteten 3. Kante (also einer weiteren Rippe gegenüber *M. vulgaris*) auf der linken Klappe von *M.* cf. *transversa* aus der Lettenkohle.

In dieser Fauna konnte nur ein Exemplar mit einem Radialstreifen dicht vor der extraarealen Rippe beobachtet werden.

Was Formen betrifft, die ein Verschwinden der extraarealen Rippe zeigen, so habe ich bereits bei Beschreibung der *M. vulgaris* erörtert, daß Formen, welche durch alle Uebergänge mit dem Typus zusammenhängen, nur als eine Varietät (var. *semicostata*) dieser Art aufzufassen sind. Dies wird auch durch Beobachtungen von Zeller[2]) bestätigt, welcher an Material von *M. transversa* häufig nur eine Mulde vor der Arealkante fand.

Die konzentrische Berippung ist bei *M. vulgaris* auch nicht die Regel. An einem reichen und vorzüglich erhaltenen Material aus Oberem Muschelkalk Württembergs konnten alle Uebergänge von scharf zu schwach und nicht konzentrisch berippten Formen beobachtet werden.

Aus diesen Gegenüberstellungen folgt, daß *M. Schmidti* manches mit *M. vulgaris* gemein hat und daher dieser Art nahesteht. Allein charakteristisch ist eigentlich nur das Auftreten von Radialstreifen. Viel einfacher erscheint mir die Ableitung von *M. vulgaris* (Anlage der vorderen Rippe, Depression vor der Area etc. bereits vorhanden) als wie Weigelin meint, „von einer nicht konzentrisch gestreiften *M. laevigata*-Form", die meines Erachtens nicht in Betracht kommen kann. Weitere Bemerkungen lassen sich nur nach Besichtigung des Materials machen.

Vorkommen: selten. II. Salzstetten.

### *Myophoria intermedia* v. Schaur. sp.

Synonymverzeichnis bei E. Rübenstrunk, l. c. pag. 187.

Seebachscher Quotient 1 : 4 bzw. 1 : 3,7.

Vorkommen: selten. II. Haiterbach.

### *Myophoria transversa* Born. sp.

Taf. II [XIII], Fig. 12.

Synonymverzeichnis bei E. Rübenstrunk, l. c. pag. 182—183.

Meist in die Länge gezogene Formen.

Seebachscher Quotient 1 : 2; Höhe : Länge = 1 : 1,25.

An dem Fig. 12 abgebildeten rundlichen Jugendexemplar beträgt der Seebachsche Quotient 1 : 1,9; Höhe: Länge = 1 : 1.

Vorkommen: selten. II. Salzstetten, Haiterbach.

### *Myophoria germanica* n. sp.

Taf. II [XIII], Fig. 5—8.

Schale schief, vorn gerundet, hinten winklig ausgezogen. Die Rundung des Vorderrandes geht sanft in den leicht geschwungenen Unterrand über. Wirbel prosogyr. Arealkante scharf, gerade oder leicht geschwungen, davor eine Furche, die in der Lage der von *M. elegans* entspricht. Bei Jugend-

1) Beiträge zur Kenntnis der Lettenkohle und des Keupers in Schwaben. Vorläufige Mitteilung. Centralbl. f. Min. etc. 1907. pag. 44.

2) Ebenda. pag. 44 u. 45.

formen fast ebenso scharf wie bei *M. elegans* ausgeprägt, wird sie mit zunehmendem Alter schwächer; übrigens individuell stärker oder schwächer ausgebildet. Bei Besprechung der *M. laevigata* (S. 57 [229]) wurde bereits erwähnt, daß dort unter dem reichlichen Material Formen vorkommen, die eine schwache, kaum angedeutete Furche entlang der Arealkante auf dem Hauptschalenfeld zeigen. Es könnte sich vielleicht um Bastardformen zwischen *M. laevigata* und *M. germanica* oder auch um bloße Varietäten der ersteren Art handeln. Ich glaube, daß eher letzteres der Fall ist, weil das Schloß mit dem von *M. laevigata* übereinstimmt.

Die Area zeigt eine ziemlich konstante Skulptur. Die Arealkante ist von einer feinen Hohlkehle begleitet (Fig. 5d). Zwei vom Wirbel nach hinten ziehende radiale Rippen zergliedern die Area in 3 Felder, von denen jedes durch eine radiale Furche eingeschnitten ist. Doch ist das hinterste Feld, das sogenannte „Schildchen" nicht scharf vertieft, leicht konkav.

Anwachsstreifung deutlich, häufig recht fein und regelmäßig. Vom Vorderrand verlaufen die Anwachsstreifen in schwach geschwungener Linie zur Arealkante, biegen dann fast rechtwinklig um, um vollends gegen den Wirbel zu verlaufen.

Höhe : Länge zwischen 1 : 1,15 und 1 : 1,3 schwankend, z. B. 13 : 15 = 1 : 1,15; 10 : 12 = 1 : 1,2; 10 : 13 = 1 : 1,3; rundliche und langgestreckte Formen.

Das Schloß ist ein typisches Myophorienschloß. Von den 3 Zähnen der linken Klappe (Fig. 6 u. 7) ist der mittlere weitaus der kräftigste, nach innen etwas gebuchtet, gegen hinten nach einem steilen Abfall (Fig. 7) in eine lange Leiste ausgezogen. Der vordere nahe dem Rande gelegene Zahn ist stumpf, schwach kegelförmig, bisweilen auch wandartig; der dem Hinterrand aufsitzende Hinterzahn verhältnismäßig gut entwickelt (Fig. 6, 7). Die vor dem Hinterzahn liegende Grube ist schmal, während die vordere groß und dreieckig ist, sowie nach innen bzw. nach unten verbreitert ist. Beide Gruben und dazu noch eine Grube für den Fortsatz des Winkelzahnes der rechten Klappe nach vorn vereinigen sich unter dem Wirbel. In der rechten Klappe (Fig. 5) fällt vor allem der dreieckige Vorderzahn auf, der nach innen einfällt und gebuchtet ist. In seiner Form ist er variabel, bald massig und dick, seltener schmal. Gegen den Wirbel ist er mit dem lamellenförmigen, dem Hinterrand parallelen Hinterzahn zu einem Doppel- oder Winkelzahn verbunden. Von der Vereinigungsstelle dieser beiden Zähne, die die größte Hervorragung des Schlosses bilden, zweigt ein Ast nach vorn ab, welcher der bei der Beschreibung der linken Klappe erwähnten Grube entspricht. Die Zähne zeigen konstant eine feine, jedoch nur teilweise Riefung. In der linken Klappe ist die Hinterwand des Mittelzahnes gerieft; es sind 7—8 senkrechte Riefen mit gleich breiten Erhabenheiten und Rinnen. Die korrespondierende Stelle der rechten Klappe, also die Vorderwand des hinteren Zahnes zeigt diese Riefung, und zwar ist nur die Hälfte vom Wirbel an gerieft, entsprechend der kurzen Länge des korrespondierenden Zahnes. An 15 präparierten Schlössern konnte immer und nur die erwähnte Stelle gerieft gefunden werden. Nach all den breiten Auseinandersetzungen ist es deutlich ersichtlich, daß das Schloß von dem der deutschen Triasmyophorien (*laevigata*, *vulgaris*, *Goldfussi*, *elegans* etc.) etwas abweicht und einige Anklänge an die Schlösser mancher Myophorien der alpinen Trias zeigt. Ich hebe hier nur die Verschmelzung des Winkelzahnes der rechten Klappe mit dem Vorderrand hervor, weiterhin die regelmäßig auftretende Riefung.

Eine ähnliche, etwas gedrungenere Form bildet Bittner[1]) als *Myophoria costulata* ab. Die linke Klappe seiner Art zeigt feine Radialrippen, die von 8 bis auf 2 zurückgehen können. Da die rechte Myophorienklappe in der Regel schwächer verziert ist, so glaubt Bittner, daß diese einzige

1) Revision der Lamellibranchiaten von St. Cassian. Abh. d. k. k. geol. Reichsanst. Bd. 18. 1895. Heft 1. t. 12 f. 27.

glatte rechte Klappe auch dazu gehört, indem hier die Reduktion noch weiter vorgeschritten sei. Ob sie konstant sei bei der rechten Klappe, bleibe noch zu erweisen. Da auch kein Schloß abgebildet ist, so muß ich auf weiteren Vergleich verzichten. Es ist gar nicht unwahrscheinlich, daß diese rechte Klappe in die Verwandtschaft von *M. germanica* gehört.

Vorkommen: häufig. Zahl der untersuchten Exemplare: 30. II.
Salzstetten, Haiterbach, Walddorf, Flözlingen.

*M. germanica* konnte außer im Mittleren Muschelkalk auch mehrmals im Oberen Muschelkalk nachgewiesen werden (Fig. 6). Ein doppelklappiges Exemplar fand sich im unbestimmten Material Philippis von Schwieberdingen (Sammlung des Geologischen Instituts in Tübingen).

### *Myophoria Goldfussi* v. Alb.

Taf. II [XIII], Fig. 13a, b.

Synonymverzeichnis bei E. Rübenstrunk, l. c. pag. 206—207.

Die Verbreitung der *Myophoria Goldfussi* v. Alb. erstreckte sich nach den bisherigen Beobachtungen vom obersten *Nodosus*-Kalk (bzw. untersten *Semipartitus*-Kalk) bis in den Mittleren Keuper hinein. Bei meinen Untersuchungen konnte ich die Form zuerst in den verkieselten Lumachellen des Trochitenkalks nachweisen. Die meisten Stücke sammelte ich in der Weilderstadt-Gechinger Gegend; 2 Exemplare auf dem „Horn“ bei Haiterbach in einem Steinriegel, wo auch Gesteine des Mittleren Muschelkalks stark vertreten waren; 1 Exemplar bei Römlinsdorf (Oberndorf). Bei Haiterbach waren in verschiedenen oolithischen gelblichweißen Hornsteinen neben Schnecken und Mytiliden noch einige schlecht erhaltene *Goldfussi*-Formen nachzuweisen. *Myophoria Goldfussi* kommt nunmehr im Mittleren Muschelkalk selten, im Trochitenkalk häufiger vor. Die angestellten Vergleiche mit Formen aus dem Oberen Muschelkalk und der Lettenkohle ergaben völlige Uebereinstimmung.

Höhe : Länge = 1 : 1 bis 1 : 1,1; im allgemeinen spitzige Formen. Was die Berippung des Hauptfeldes anbelangt, so gibt Rübenstrunk 15 radiale vom Wirbel bis zum Unterrand reichende Rippen an. An 2 Exemplaren, die Bittner[1]) in seiner bekannten Arbeit abbildet, konnte ich ebenso viele Rippen zählen. Von Rippen, die nicht den Wirbel erreichen, gibt Rübenstrunk eine zwischen der 10. und 11. Radialrippe an. Bittners Fig. 25 zeigt derartige Rippen zwischen 0 und 1., 2. und 3., 4. und 5. absoluter Rippe. An einem meiner Exemplare aus dem Trochitenkalk von Weilderstadt (Fig. 13) (die Lumachellen kamen zusammen mit viel Gestein des Mittleren Muschelkalks vor) beobachtete ich ein Auskeilen der Rippen gegen den Wirbel zwischen jeder Rippe von der Arealkante an 5mal bei nur 11 Rippen im ganzen (6 absolute darunter). Die Rippenzahl ist im allgemeinen bei diesen Formen eine geringere; die Höchstzahl ist 13 (Weilderstadt). Meines Erachtens braucht man nicht so streng zwischen absoluten Rippen und solchen, die nicht den Wirbel erreichen, zu unterscheiden. Es handelt sich hier um geringfügige Variationen, wie sie auch sonst in der Natur (gegenseitige Beengung) vorkommen. Was die Skulptur der Area anbetrifft, so erwähnt Rübenstrunk 4—7 absolute Radialrippen. An einem Stück aus dem Keuper von Herrenberg[2]) beobachtete ich 2 absolute Rippen und 3 Rippen, die nicht den Wirbel erreichen; an einem Exemplar aus Ostelsheim 1 bzw. 4, aus Weilderstadt 2 bzw. 3 (Fig. 13), aus Haiterbach 2 bzw. 1. Die Area ist am Fußpunkt der hintersten Radialrippe geknickt. Die Rippen sind mehr oder weniger scharf; einige Exemplare

1) l. c. t. 11 f. 24, 25.
2) Quenstedt, Petrefaktenkunde. t. 62 f. 30.

(Fig. 13) zeigen auf den Rippen eine deutliche Dörnelung, wie dies auch QUENSTEDTS Original zeigt. Querstreifung beobachtet. Das Schloß stimmt mit t. 11 f. 21 BITTNERS überein. Alle Merkmale deuten darauf hin, daß die oben beschriebenen Formen der *M. Goldfussi* angehören. Vielleicht ist die geringe Zahl der Rippen in der Entwicklung der Art gelegen, und daß sich erst in jüngeren Schichten eine reichere Rippenzahl einstellt. Häufig zeigen Formen aus Schwieberdingen und anderen Lokalitäten eine geringere Anzahl als die sonst abgebildeten Formen, wo man in der Regel die schönsten Exemplare herausgreift. Es ist leicht möglich, daß sich an gewissen Orten Riesenformen entwickeln konnten, wie z. B. im Lettenkohlengrenzdolomit von Coburg (BITTNERS Abbildungen). Eine geringere Zahl von Rippen bei sonst typischer Ausbildung kann höchstens zu einer Gliederung von Varietäten, nicht aber zu einer Abspaltung von Arten verwandt werden. Es ist mir in keiner Weise verwunderlich, wenn BERGER[1]) in der Schaumkalkzone δ am Thüringer Wald eine *Myophoria Goldfussi* mit nur 8 Rippen nachweisen konnte. Die Figuren sind schlecht, doch folgt aus der Beschreibung, daß es sich wirklich um eine *Myophoria Goldfussi* handelt. Ihr Lager darf uns nicht bestimmen, eine eigene Species darauf zu begründen, wie das E. RÜBENSTRUNK[2]) getan hat, der sie *Myophoria* n. sp. ex. aff. *Goldfussi* bezeichnet. Ich halte meine Ansicht um so mehr für berechtigt, als sich in neuerer Zeit gezeigt hat, wie wenig die Myophorien als Leitfossilien verwendet werden können.

Vorkommen: nicht häufig. II. Haiterbach.

### *Myophoria elegans* DUNK. sp.

Synonymverzeichnis bei E. RÜBENSTRUNK, l. c. pag. 227.

Ganz typische Exemplare, in der Regel 1 cm groß, mit ca. 25—30 starken konzentrischen Rippen, die beim Passieren der Furche sich verdoppeln und damit schwächer werden. Die Arealkante erscheint dann, von der Seite gesehen, gedörnelt. Schloßbau dem von *M. laevigata* etc. entsprechend[3]).

BENECKE[4]) beschreibt eine *Myophoria* cf. *elegans* aus elsaß-lothringischem Mittleren Muschelkalk und zieht Parallelen mit *Myophoria Wöhrmanni* aus den alpinen *Cardita*-Schichten (BITTNER t. 12 f. 10). Entscheidend wäre vor allem der Schloßbau, der, wie BITTNER[5]) hervorhebt, sich bei *M. Wöhrmanni* bedeutend unterscheidet vom *Neoschizodus*-Typ der *M. elegans*.

Vorkommen: nicht häufig. II. Haiterbach, Salzstetten.

### Genus *Myophoriopis* WÖHRMANN

(= *Astartopis* WÖHRMANN = *Pseudocorbula* PHILIPPI).

FR. v. WÖHRMANN[6]) hat 1889 das Genus *Myophoriopis* bei Bearbeitung der sogenannten *Cardita*- und Raiblerschichten aufgestellt für *Myophoria lineata* MSTR., die LAUBE bereits vorübergehend schon einmal bei den Astartiden untergebracht hatte. A. BITTNER[7]) hat die seinerzeit ebenfalls aufgestellte Gattung *Astartopis* WÖHRM. mit *Myophoriopis* WÖHRM. vereinigt, da beide Gattungen keine generischen Unterschiede zeigen. Gelegentlich der Bearbeitung der Fauna des *Trigonodus*-Dolomits von Schwieber-

1) N. Jahrb. f. Min. etc. 1860. pag. 198. t. 2 f. 6, 7. Bei Aufsammlungen in Rüdersdorf bei Berlin konnte ich die Form in einer Schaumkalkbank mit zahlreichen Dentalien und kleinen Gastropoden mehrmals nachweisen.

2) l. c. pag. 225.

3) GIEBEL, Die Versteinerungen im Muschelkalk von Lieskau bei Halle. 1856. pag. 43. t. 4 f. 1, 3, 12, 15.

4) *Diplopora* und einige andere Versteinerungen im elsaß-lothringischen Muschelkalk. 1896. pag. 282.

5) l. c. pag. 107.

6) Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1889. pag. 221.

7) Lamellibranchiaten der alpinen Trias. Abh. d. k. k. geol. Reichsanst. Bd. 18. pag. 108.

dingen hat E. Philippi [1]) die früher unter verschiedenen Namen (*Cucullaea, Nucula, Corbula*) laufenden triadischen Corbulen zu einem neuen Genus *Pseudocorbula* gestellt und nachgewiesen, daß der Schloßbau der triadischen *Corbula* nichts mit dem der lebenden zu tun habe und daß die beiden Gattungen auch nicht entfernt miteinander verwandt seien. Früher schon hatte Benecke [2]) darauf aufmerksam gemacht, daß die deutschen Triascorbulen in die Nähe von *Myophoriopis* Wöhrmann zu stellen seien und daß *Myophoriopis Rosthorni* Boué manchen Formen der deutschen Trias, z. B. *Corbula gregaria* Mstr., in ihrer äußerer Form sehr nahestehe und sich eigentlich nur durch das Fehlen der konzentrischen Berippung, die der alpinen Gattung eigen sei, unterscheide. Schwerwiegende Bedenken gegen eine Vereinigung mit der alpinen Gattung fand nun Philippi im Schloßbau, wo starke Unterschiede bestehen sollen zwischen seiner *Pseudocorbula* und den von Bittner [3]) gegebenen Abbildungen von *Myophoriopis Rosthorni* Boué. (Außer dem Fehlen der konzentrischen Berippung vor allem große Unterschiede im Schloßbau.)

*Myophoriopis Rosthorni* besitzt in der rechten und linken Klappe je 2 Zähne und 2 Zahngruben und zwar in der linken Klappe einen starken dreieckigen vorderen Hauptzahn und einen schwachen, dem Hinterrand anliegenden Nebenzahn, dazwischen eine Hauptzahngrube, ebenso vorn eine schwach angedeutete Zahngrube. Analoge Verhältnisse zeigt die rechte Klappe; hinten eine schwache Zahngrube, dann ein schiefdreieckiger Hauptzahn, weiterhin die Hauptzahngrube und davor noch einen ganz schwachen Vorderzahn. Wir hätten also die Schloßformel $\frac{L(1)\overline{01}(0)}{R(0)\overline{10}(1)}$ (Bittner). Die eingeklammerten Bestandteile des Schlosses sind mehr oder weniger schwach ausgebildet.

Anders jedoch deutet Philippi den Zahnbau seiner *Pseudocorbula*; in der linken Klappe ein vorderer dreieckiger Hauptzahn, dahinter eine Hauptzahngrube. In der rechten Klappe fällt vor allem der ziemlich lange massive und nach oben gekrümmte hintere löffelförmige Hauptzahn auf, davor eine dreieckige Grube. Die Formel lautet also $\frac{L\,\overline{01}}{R\,\overline{10}}$, scheint also wesentlich anders zu sein, als bei *Myophoriopis*. Leider ist das Schwieberdinger Material, was den Schloßbau betrifft, nicht allzu glänzend. Von den in Dolomit verwandelten doppelklappigen sehr schönen Exemplaren aus der „schwarzen bituminösen Schicht" besitzen wir leider keine Schloßpräparate, und die Formen aus der verkieselten Schicht, die durch Lösen des Gesteins in Salzsäure gewonnen wurden, machen einen rauhen Eindruck. Die Zahngruben sind meist undeutlich, Feinheiten überhaupt nicht zu erkennen. Bei Durchsicht des reichhaltigen Philippischen Materials der Tübinger Universitätssammlung konnte ich mich nun durch vergleichende Untersuchungen mit dem eigenen gut erhaltenen Material überzeugen, daß das Schloß doch dem von *Myophoriopis* angehört. Die Elemente der linken Klappe sind durchaus identisch mit denen meines Materials, selbst die vor dem Hauptzahn liegende Zahngrube des rudimentären Vorderzahnes der rechten Klappe ist ganz deutlich. Nur die rechte Klappe zeigt einige kleine Abweichungen im Bau des stumpflöffelförmig endenden, ziemlich langen, nach oben gekrümmten Hauptzahnes, der indessen auch kleiner werden kann. Der starke Bau des Schlosses der Lamellibranchiaten ist aber in Schwieberdingen durchaus die Regel, vermutlich bedingt durch das unruhige Wasser. (Philippi hält die dortigen Schichten für eine Strandbildung.)

1) Jahreshefte des Vereins f. vaterl. Naturk. in Württ. 1898. pag. 168.
2) Berichte der Naturf. Ges. in Freiburg i. B. Bd. 10. 1897. Heft 2. pag. 28.
3) l. c. t. 13 f. 16, 17. Siehe auch den entsprechenden Text pag. 113, sowie pag. 108—110.

F. Zeller[1]) gibt eine Abbildung der rechten Klappe von *Pseudocorbula keuperina* Qu. nach einem Wachsabdruck eines Steinkerns aus der Bleiglanzbank vom Trappensee bei Heilbronn und spricht sich für vollkommen übereinstimmenden Schloßbau mit *Myophoriopis Rosthorni* Boué aus. In seiner Hauptabhandlung[2]) gibt er folgende Zahnformel: $\frac{L\,1\,\overline{01}}{R\,01\,\overline{0}}$.

Betreffs einiger Modifikationen gegenüber der alpinen Art erwähnt Z.: „Unser *Pseudocorbula*-Schloß ist mehr nach hinten in die Länge gezogen entsprechend der Verlängerung der Schale; dadurch ist der hintere Kardinalzahn der linken Klappe schwächer entwickelt als bei Bittners fig. 16. Daß bei den alpinen Formen die Hauptzähne nicht so spitzig heraufgebogen sind, wie bei uns, erkläre ich mir aus der bei den unseren herrschenden Auftreibung des Wirbels. Bei der flacheren var. *elongata* Alb. aus Gansingen ist der Hauptzahn nicht so spitzig, sondern bildet etwa einen rechten Winkel. Daß ich den rudimentären Vorderzahn der rechten Schale noch nicht habe nachweisen können, wird man begreiflich finden."

Recht häufig sind Formen dieser Gruppe im Mittleren Muschelkalk des ganzen Gebiets zu finden. Eingehende Untersuchungen an über 50 vorzüglichen Schloßpräparaten ließen die fast völlige Uebereinstimmung mit *Myophoriopis* Wöhrm. erkennen, nur konnte die Riefung der Zähne nicht beobachtet werden. Die linke Klappe zeigt einen dem Hinterrand aufliegenden Nebenzahn (resp. der Hinterrand funktioniert als Zahn), davor eine Hauptzahngrube, der ein dreieckiger Hauptzahn vorgelagert ist, vor welchem noch eine schwache Zahngrube liegt. Ganz entsprechend ist das Schloß der rechten Klappe gebaut, nur daß die einzelnen Elemente vertauscht sind. Der Hauptzahn ist mehr oder weniger schief dreieckig wie bei den alpinen Arten. Die rechte Klappe zeigt am Hinter- und Vorderrand Gruben (am Schalenrande sind die begrenzenden Leisten teilweise kugelig angeschwollen) für die Seitenrandzähne der linke Klappe. Hervorspringende Merkmale des Schlosses sind also der Hauptzahn und die Hauptzahngrube jeder Klappe (vgl. die Philippische Schloßformel S. 63 [235]. Philippi konnte eben an seinem rauhen Material die Feinheiten nicht erkennen, die erst unter vergleichender Zuhilfenahme des vorliegenden guten Materials auch an diesem sicher festgestellt werden konnten. Von den Nebenzähnen ist der Vorderzahn der rechten Klappe schwächer als der Hinterzahn der linken Klappe, was auch aus einer Betrachtung der entsprechenden Zahngrube folgt. Sowohl an flach gewölbten wie an aufgetriebenen Formen (*Myophoriopis nuculiformis* und *M. gregaria*) konnten nie spitzige Zähne beobachtet werden; letztere sind meist stumpf und entsprechen denjenigen der alpinen Formen. Einer starken Auftreibung des Wirbels entspricht nicht unbedingt ein spitziger Zahn, wie das F. Zeller meint. Aehnlich gewölbte Formen von *M. Sandbergeri* aus Schwieberdingen und aus dieser Fauna zeigen verschiedene Zähne. Diejenigen der ersteren Lokalität sind lang, diejenigen der letzteren kurz, dreieckig, massig. Spitzige Zähne sind deshalb wohl auf eigenartige Standortsbedingungen zurückzuführen. v. Seebach[3]) erwähnt bei seiner *Corbula dubia* einen löffelartigen Zahn in der rechten Schale. Der Schloßbau der im folgenden beschriebenen 4 Arten ist durchaus gleichartig und läßt sich für die Systematik nicht verwerten; man ist daher nur auf die äußere Form der Schale angewiesen.

Beidklappige Exemplare sind in Fauna II große Seltenheiten, und unter ca. 300 Formen aus Salzstetten, Haiterbach, Walddorf, die den 4 Arten angehören, konnte nur ein zu *Myophoriopis*

1) Centralbl. f. Min. etc. 1907. pag. 46.
2) N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. 25. 1908. pag. 99.
3) Weimarische Trias. 1861. pag. 118. t. 2 f. 6.

*gregaria* Mstr. gehöriges doppelklappiges Exemplar nachgewiesen werden. Häufiger haben sich beidklappige Formen in Fauna I bei Weilderstadt gefunden. Neben großen kommen vor allem viel kleine Formen (2—3 mm) vor. Offenbar handelt es sich um rasch gestorbene Brut, die hier massenhaft angehäuft ist. Aus dem Verwitterungsgrus eines Hohlraums in einem Hornstein konnten über 50 kleine, vorwiegend vollklappige Exemplare herausgelesen werden.

Was die Beziehungen zwischen der alpinen Gattung *Myophoriopis* Wöhrmann und der germanischen Gattung *Pseudocorbula* Philippi betrifft, so bestehen nennenswerte Unterschiede eigentlich nur in dem Fehlen der konzentrischen Berippung und der Riefung der Zähne bei *Pseudocorbula*. In Anbetracht der engen Verwandtschaft werde ich deshalb die germanischen Triasformen zu *Myophoriopis* stellen, wie das bereits Frech[1]) und M. Schmidt[2]) getan haben, dieselben jedoch, um den oben erwähnten Unterschieden Rechnung zu tragen, dem nunmehrigen **Subgenus *Pseudocorbula*** Philippi (bisherigen Genus) unterordnen.

### *Myophoriopis (Pseudocorbula) Sandbergeri* Phil. sp.

Taf. II [XIII], Fig. 17; Taf. III [XIV], Fig. 2, 6—11.

*Pseudocorbula Sandbergeri* Phil., Fauna des *Trigonodus*-Dolomits von Schwieberdingen. Jahreshefte d. Vereins f. vaterl. Naturk. in Württemberg. 1898. pag. 171. t. 5 f. 5—8.

Ziemlich häufig findet sich die von E. Philippi beschriebene Form in dieser Fauna. Schale stark gewölbt. Wirbel vor der Mitte gelegen, nach vorn eingerollt, davor eine deutliche, ausgehöhlte Lunula (Fig. 17 b, Fig. 8). Arealkante scharf, geschwungen, ebenso die Rippe auf der Area. Die einzelnen Felder der Area leicht konkav (Fig. 8). Vor der Arealkante bisweilen eine schwache Depression (Fig. 11), wodurch der sanft geschwungene Unterrand eine leichte Buchtung erfährt. Anwachsstreifen regelmäßig fein, bisweilen auch kräftiger werdend. Der Schloßbau, der bereits bei der Gattungsdiagnose beschrieben wurde, konnte an 15 vorzüglichen Schloßpräparaten beobachtet werden. Der Hinterzahn der linken Klappe, der sonst durch den Hinterrand gebildet wird, ist an einigen Exemplaren demselben leicht vorgelagert (Fig. 9). Der Hauptzahn der rechten Klappe ist schief-dreieckig (Fig. 7, 8), nie jedoch spitzig oder stumpf-löffelförmig. Am Vorder- und Hinterrand der rechten Klappe sind Gruben für die Seitenrandzähne der linken Klappe wohlausgebildet. Breite 10 mm bei 7 mm Höhe; größte Breite 15 mm. Da in der germanischen Trias gut erhaltene Exemplare sonst selten sind, so bilde ich eine Reihe von Formen ab.

Taf. II [XIII], Fig. 17 stark gewölbte, hinten eingeschnürte Form mit kurzer Hinterseite.

Taf. III [XIV], Fig. 2 mit abgerundeter Arealkante; Fig. 11 mit scharfer Arealkante, davor eine seichte Depression; Fig. 9 hohe Form; Fig. 7 längliche Form.

Vorkommen: sehr häufig im ganzen Gebiet. I/II.

### *Myophoriopis (Pseudocorbula) nuculiformis* Zenk. sp.

Taf. III [XIV], Fig. 3—5.

Bedeutend breiter als hoch. Breite : Höhe = 7 : 4; mäßig gewölbt. Wirbel nach vorn gelegen, nicht übergebogen, davor eine deutliche Lunula. Arealkante meist gerade oder leicht geschwungen, ebenso

1) Bakonyer Trias. 1904. pag. 6.

2) Erl. zu Blatt Altensteig. pag. 32.

die Rippe auf der Area. Schloßbau wie bei den anderen Arten. In der rechten Klappe sind am Vorder- und Hinterrand Gruben für die Seitenrandzähne der linken Klappe gut ausgebildet.

Vorkommen: nicht häufig. I/II. Weilderstadt/Haiterbach, Walddorf, Salzstetten.

### *Myophoriopis (Pseudocorbula) gregaria* v. Mstr. sp.

Taf. II [XIII], Fig. 15, 16; Taf. III [XIV], Fig. 1.

*Corbula dubia* v. Mstr. = *Corbula gregaria* v. Mstr. = *Nucula gregaria* v. Mstr.
*Corbula dubia* v. Mstr., Goldfuss, II. 1834—40. pag. 250. t. 151 f. 13 a, b.
„ *gregaria* v. Mstr., Schauroth, Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1857. pag. 122. t. 6 f. 17.
„ „ v. Mstr., Alberti, Ueberblick über die Trias. 1864. pag. 122.
*Pseudocorbula gregaria* v. Mstr., K. Walther, 12 Tafeln der verbreitetsten Fossilien etc. Jena 1906. pag. 32. t. 7 f. 44.

Schale stark gewölbt. Wirbel ein wenig vor der Mitte gelegen, nach vorn gekrümmt; bei Taf. II [XIII], Fig. 15 liegt der Wirbel in der Mitte. Arealkante leicht geschwungen, ebenso die Rippe auf der Area; vor dem Wirbel eine deutliche ausgehöhlte Lunula. Anwachsstreifung im allgemeinen sehr gleichmäßig und wenig kräftig. Mittlere Größe 7 mm Länge bei 6 mm Höhe; Alberti erwähnt als maximale Größe 9 bzw. 8,5 mm. In der linken Klappe fällt vor allem der dreieckige Hauptzahn und eine dahinter liegende Hauptzahngrube auf; vor dem Hauptzahn die schwach entwickelte vordere Zahngrube; dem Hinterrand ist noch ein schwacher Zahn aufgesetzt (Taf. II [XIII], Fig. 16 c). In der rechten Klappe fällt sofort der schwach schief-dreieckige hintere Hauptzahn und eine vor diesem liegende Hauptzahngrube auf (Taf. III [XIV], Fig. 1 b). Der vor dieser liegende Zahn am Vorderrand ist schwach entwickelt, wie die entsprechende Zahngrube der linken Klappe; Zahngrube hinter dem Hauptzahn relativ sehr deutlich ausgebildet. Zahngruben am Vorder- und Hinterrand der rechten Klappe für die entsprechenden Seitenrandzähne der linken Klappe. Eine Riefung der Zähne ist trotz des vorzüglichen Materials nicht erkennbar. Muskeleindrücke waren mehrmals vorzüglich zu beobachten (Fig. 16 c, 1 b).

Vorkommen: häufig. I/II. Weilderstadt/Walddorf, Haiterbach, Salzstetten.

### *Myophoriopis (Pseudocorbula) plana* n. sp.

Taf. II [XIII], Fig. 14.

Von den bereits beschriebenen Formen durch ihre flache Wölbung ausgezeichnet, die bis an den Wirbel anhält. Gegenüber *Myophoriopis nuculiformis* ist der Wirbel mehr in der Mitte gelegen. Der Gesamteindruck ist rundlich, flach. Vor dem Wirbel eine bisweilen recht scharf begrenzte Lunula. Vorderseite gerundet, Hinterseite gerade. Arealkante schwach gekrümmt, Rippe auf der Area scharf, davor eine schwache Depression angedeutet. Felder der Area konkav. Anwachsstreifen fein regelmäßig. Schloßbau dem der vorhergehenden Arten entsprechend. In der rechten Klappe ist der Hauptzahn stumpf-dreieckig, nach innen einfallend. Gruben für die Seitenrandzähne der linken Klappe sind in der rechten Klappe sehr deutlich entwickelt. Von der ebenfalls flachen *M. nuculiformis* durch den in der Mitte gelegenen Wirbel und die rundlichere Form unterschieden.

Vorkommen: nicht häufig. I/II. Weilderstadt/Haiterbach, Salzstetten.

### Genus *Astarte* Sow.

### *Astarte* cf. *triasina* F. Roem.

Vorkommen: selten. I/II. Weilderstadt/Salzstetten.

Genus ***Gonodon [Schafhaeutlia]*** SCHAFH.[1]).

***Gonodon Schmidi*** GEIN. sp.

Taf. I [XII], Fig. 12—14.

*Arca Schmidii* GEINITZ, N. Jahrb. f. Min. etc. 1842. pag. 577. t. 10 f. 9.
*Pholadomya Schmidii* GEIN. sp., v. SEEBACH, Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1861. pag. 635.
*Lucina Schmidii* GEIN. sp., ALBERTI, Ueberblick über die Trias. pag. 145. t. 4 f. 1.
*Unicardium Schmidii* GEIN., PHILIPPI, Jahreshefte d. Vereins f. vaterl. Naturk. 1898. pag. 175. t. 5 f. 9.

Rundlich-oval, manchmal etwas länger als hoch (Fig. 14). Wirbel fast mittelständig, mehr oder weniger dick, stark umgebogen nach vorn liegend. Wölbung der Schale in der Mitte am stärksten, von hier nach allen Seiten gleichmäßig abfallend. Unterrand gerundet. Anwachsstreifung sehr fein und regelmäßig; bisweilen schieben sich stärkere Anwachslinien ein. Das Schloß der rechten Klappe zeigt einen großen hufeisenförmigen Zahn, der stark entwickelt ist. In der Mitte, wo er am schwächsten ist, tritt eine kleine Furche auf, so deutlich die Entstehung aus 2 divergierenden Zähnen zeigend. Das Schloß der linken Klappe läßt einen horizontal verlängerten Zahn erkennen, der in den unteren Teil des Zahnes der rechten Klappe eingreift; über ihm die starke dreieckige Grube für den hufeisenförmigen Zahn der rechten Klappe. ALBERTI, SEEBACH, PHILIPPI erwähnen den Schloßrand zahnlos; wohl infolge schlechter Erhaltung nicht beobachtet. Im Oberen Muschelkalk kommt diese Form in gewissen Lumachellen häufig vor; die vorzüglich erhaltenen Schalenexemplare lassen eine gute Präparation des Schlosses zu, das vollkommen mit den Abbildungen Fig. 12b und Fig. 13b übereinstimmt. *Unicardium* zeigt im Gegensatz dazu einen verlängerten Schloßrand und einen kleinen zusammengedrückten Zahn unter dem Wirbel. PHILIPPIS Fig. 9b läßt allerdings einen geraden Schloßrand erkennen, doch glaube ich diese Form trotzdem zu *Gonodon* stellen zu dürfen, da wohl infolge schlechter Erhaltung die entsprechenden Merkmale nicht mehr zu beobachten sind.

Vorkommen: nicht häufig. I/II. Weilderstadt/Haiterbach.

Genus ***Homomya*** AG.

***Homomya ventricosa*** v. SCHLOTH.

*Myacites ventricosus* v. SCHLOTH., SCHLOTHEIM, Nachträge zur Petrefaktenkunde. t. 33 f. 2.
„ „ v. SCHLOTH., GOLDFUSS, Petrefacta Germaniae. II. pag. 260. t. 153 f. 11a, b.
*Panopaea ventricosa* v. SCHLOTH., ALBERTI, Ueberblick etc. 1864. pag. 148. t. 3 f. 7.

Gerundet vierseitig. Wirbel im ersten Drittel gelegen. Höhe : Länge = 3 : 4. Klaffend, bauchig mit groben Anwachslinien. Unterer Rand dem Schloßrand parallel. Das einzige Exemplar stimmt gut mit den einzelnen Beschreibungen überein. Länge 25 mm, Höhe 18 mm.

Vorkommen: selten, II; über der Hornsteinbank Profil VI. Weilderstadt.

***Homomya*** cf. ***Kokeni*** PHIL. sp.

*Homomya Kokeni* PHIL., PHILIPPI, Die Fauna des unteren *Trigonodus*-Dolomits vom Hühnerfeld bei Schwieberdingen etc. Jahreshefte d. Vereins f. vaterl. Naturk. in Württemberg. 1898. pag. 179. t. 7 f. 2.

Leider liegt mir nur eine rechte Klappe vor, so daß eine sichere Identifizierung nicht möglich ist, weshalb ich die Form nur mit einigem Vorbehalt hier unterbringe. Der Hinterrand ist scharf abgesetzt, jedoch kürzer als bei den Schwieberdinger Formen. Wirbel nicht stark hervortretend. Anwachsstreifung fein. Länge 20 mm, Höhe 12 mm.

Vorkommen: selten. II. Haiterbach.

1) In einer vorläufigen Mitteilung (Centralbl. f. Min. etc. 1911. pag. 655) habe ich *Gonodon planum* MSTR. und *Gonodon* cf. *astartiformis* MSTR. zitiert. Bei einer kritischen Bearbeitung konnte ich diese Formen nicht aufrecht erhalten; ich habe dieselben sämtlich bei *Gonodon Schmidii* GEIN. untergebracht.

### *Pleuromya Ecki* Phil. sp.

*Pleuromya Ecki* Phil., Philippi, Die Fauna des *Trigonodus*-Dolomits etc. Jahreshefte d. Vereins f. vat. Naturk. in Württ. pag. 178. t. 7 f. 4.

*Pleuromya* cf. *Ecki* Phil., Ahlburg, Trias im südlichen Oberschlesien. Jahrb. d. K. Preuß. geol. Landesanst. 1906. pag. 27. t. 1 f. 2.

Im wesentlichen mit Philippis Original aus Schwieberdingen übereinstimmend.

Vorkommen: selten. I. Weilderstadt.

### *Pleuromya (Homomya)* sp.

Taf. III [XIV], Fig. 12.

Umriß länglich-eiförmig, vorn gerundet, hinten scharf abgeschnitten. Unterrand gerundet. Wirbel fast in der Mitte gelegen, etwas vorspringend. Wölbung mäßig und ziemlich gleichartig. Unterhalb des Wirbels ist eine leichte Depression gegen den Unterrand zu beobachten (leider in der Abbildung nicht deutlich zu erkennen!). Arealkante geschwungen, ziemlich verflacht. Hinterfeld der Area durch eine etwas schärfere Rippe begrenzt. Anwachsstreifen sehr fein; dicht gedrängt. Schloß zahnlos. Länge 16 mm, Höhe 10 mm.

Bis zur Aufsammlung weiteren, vor allem doppelklappigen Materials stelle ich die Benennung zurück.

Vorkommen: selten. II. Haiterbach, Ostelsheim.

---

Anhangsweise möchte ich ein Unikum aus oolithischem Hornstein von Flözlingen bei Rottweil erwähnen; es ist eine der *Anoplophora lettica* Qu. sehr nahestehende Form. Die nach hinten ziehende Arealkante ist gerundet, kaum hervortretend. Bei der typischen *A. lettica* ist die Arealkante meist scharf, doch kann sie auch, wie im vorliegenden Falle, abgerundet sein. Bei der Präparation wurde zufällig der Schloßrand abgesprengt, wodurch die dem langen Leistenzahn entsprechende Rinne deutlich zum Vorschein kam. Es ist nicht unwahrscheinlich, daß diese im oberen *Nodosus*-Kalk (Schwieberdingen) vorkommende Form bereits im Mittleren Muschelkalk auftritt.

## Gastropoda.

Genus ***Worthenia*** de Kon. em. Kittl.

### *Worthenia* sp.[1])

Taf. III [XIV], Fig. 20; Textfig. 4.

Gehäuse kegelförmig, mäßig hoch, mit 5 treppenförmig abgesetzten Umgängen. Apikalseite steil ansteigend, leicht konkav. Der untere Lateralkiel, der die Basis auf dem letzten Umgang begrenzt, wird auch auf den vorhergehenden Umgängen über der Naht etwas sichtbar. Basis gewölbt-kegelförmig, durch 2 Spiralen verziert. Nabel durch die umgeschlagene verdickte Innenlippe völlig geschlossen. Außenlippe dünn, winklig. Eine gewisse Aehnlichkeit besteht mit *Worthenia gigas* Ko.[2]) aus dem Unteren Muschelkalk (Muschelsandstein) von Sulzbad (Unter-Elsaß). Die von Koken erwähnte Spiralstruktur auf der Apikal- und Lateralfläche ist an dem vorliegenden etwas abgescheuerten Exemplar nicht sichtbar, dagegen zeigt sie ein Bruchstück.

Textfig. 4. Vergr. 3mal.

Vorkommen: selten. II. Haiterbach.

1) In einer vorläufigen Mitteilung zitierte ich eine *Worthenia* cf. *indifferens* Kittl., die ich wegen schlechter Erhaltung aufgab.

2) E. Koken, Gastropoden des süddeutschen Muschelkalks etc. pag. 7. t. 1 f. 12.

## Genus *Hologyra* Koken.

### *Hologyra Eyerichi* Noetl. sp.

Taf. III [XIV], Fig. 13a, b.

*Natica Eyerichi* Noetl., Noetling, Entwicklung der Trias in Niederschlesien. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1880. pag. 31. t. 14 f. 9.
*Hologyra Eyerichi* Noetl., Koken, Gastropoden des süddeutschen Muschelkalks. 1898. pag. 8.
„ „ Noetl., Picard, Glossophoren der mitteldeutschen Trias. Jahrb. d. K. Preuß. geol. Landesanst. 1901. pag. 485. t. 11 f. 3.

Gehäuse kuglig mit scharf abgesetztem, niedrigem, spitzigem Gewinde. Windungen stark gewölbt. Unter der Naht eine schmale Stufe, die nach außen von einer abgerundeten Spiralkante begrenzt wird. Schlußwindung unterhalb der Nahtsenke etwas abgeflacht (seichte Depression). Mündung oval. Innenlippe umgeschlagen, plattenförmig. Spindelfalte dünn. Nabelspalt noch deutlich sichtbar. Anwachsstreifen fadenförmig, dicht gedrängt, auf der Plattform schräg mit nach hinten konkavem Bogen, nach Passieren der Spiralkante gerade über die Seitenfläche verlaufend. Breite ca. 4 mm, Höhe 3 mm.

Die Größenverhältnisse sind auch bei dieser Form bei gleicher Anzahl von Windungen bedeutend kleiner. Picards Form ist $1^1/_2$mal, Noetlings Form 4mal größer.

Koken hat gelegentlich der Bearbeitung der süddeutschen Gastropoden vorliegende Form zum erstenmal zu *Hologyra* gestellt. E. Philippi bringt eine Schwieberdinger Form [1]) hier unter, die wohl als Jugendform von *Hologyra bicarinata* Ko. anzusehen ist.

Vorkommen: selten. II. Salzstetten.

### *Hologyra amabilis* n. sp.

Taf. III [XIV], Fig. 14a, b, c.

Gehäuse kuglig mit 4 deutlich abgesetzten, gewölbten, apikalseitig etwas abgeflachten Windungen. Neben der Naht eine schmale konkave Plattform, die sich an dem vorhergehenden Umgang leicht in die Höhe zieht und die nach außen von einer Spiralkante begrenzt wird. Unter der Spiralkante ist eine seichte Depression deutlich erkennbar, die ähnlich bei *Hologyra Kokeni* und *Hologyra Stoppanii* von der Marmolata, *H. impressa* Hoern. aus Hallstatt zu beobachten ist. Picard bildet eine *H. Eyerichi* (l. c. t. 11 f. 3c) mit einer ähnlichen Depression ab. Schale dick. Mündung eiförmig. Innenlippe abgeplattet, breit, die Nabelkante nicht erreichend. Nabelspalt deutlich. Außenrand der Mündung zugeschärft. Die fadenförmigen, dicht gedrängten Anwachsstreifen verlaufen etwas schräg über die Plattform, um dann in einen geraden Verlauf über die Seitenfläche umzubiegen. Einer Höhe von 3 mm entspricht eine Breite von 3,5 mm. Am meisten Aehnlichkeit mit vorliegender Form hat zweifellos *H. Eyerichi* Noetl., doch dürfte die apikalseitige Abflachung der Windungen mit der starken Depression ein genügendes Unterscheidungsmerkmal sein. Eine gewisse Aehnlichkeit besteht auch mit *H. bicarinata* Ko. aus Schwieberdingen [2]). Die bei dieser Form den Nabel umziehende Kante ist scharf und kammartig, was bei der vorliegenden Form nicht der Fall ist.

Vorkommen: selten. II. Salzstetten.

1) Fauna des *Trigonodus*-Dolomits etc. Jahreshefte d. Ver. f. vaterl. Naturk. pag. 194. t. 9 f. 3.
2) Koken, Gastropoden des süddeutschen Muschelkalks etc. 1898. pag. 7. t. 1 f. 8.

Genus *Naticopsis* Mc Coy.

*Naticopsis illita* Qu. sp.

Taf. III [XIV], Fig. 16a, b, c.

*Natica illita* Qu., Quenstedt, Gastropoden. t. 195 f. 15, 16.
*Naticopsis illita* Qu., Koken, Gastopoden des süddeutschen Muschelkalks etc. pag. 11. t. 2 f. 8, 9, 11.

Gehäuse kuglig mit niedrigem, stumpfem nicht hervortretendem Gewinde. Schlußwindung aufgebläht, gegen die Naht einfallend. Mündung oval. Innenlippe umgeschlagen, oben flach, unten gewölbt, die Nabelregion vollkommen bedeckend. Anwachsstreifen gebogen, nach hinten verlaufend. Im allgemeinen kleiner als die Formen aus dem Oberen Muschelkalk Württembergs (Schwieberdingen, Waiblingen). Das abgebildete Exemplar ist das größte Gehäuse unter den naticiden Gastropoden dieser Fauna.

Vorkommen: selten. II. Dätzingen, Haiterbach, Salzstetten.

*Naticopsis mediocalcis* n. sp.

Taf. III [XIV], Fig. 17a, b, 18, 19a, b.

Gehäuse kuglig mit 3—4 stark gewölbten Windungen. Schlußwindung gebläht, jedoch nicht so stark wie bei *Naticopsis illita*. Nähte rinnenartig vertieft. Gewinde heraustretend, erhaben. Oberer Teil der Windungen abgeplattet, sanft in den übrigen Teil der stark gewölbten Windungen übergehend. Die Windungen fallen etwas zur Naht ein. Oberfläche der Schale glatt, glänzend; Taf. III [XIV], Fig. 19a zeigt weiße Punkte. Innenlippe stark umgebogen, den Nabel verschließend; bisweilen bleibt auch eine schwache Nabelhöhlung sichtbar. Mündung breit-oval, hinten zugespitzt, vorn gerundet, etwas schief gestellt. Innere Windungen nicht resorbiert. Anwachsstreifen fein, dicht gedrängt, etwas nach hinten gebogen. Von *Naticopsis illita* vor allem durch die weniger bauchige Mündung und deutlichere Spira hinreichend unterschieden.

Vorkommen: häufig. I. Charakteristisch für die Hornsteinbank von Weilderstadt.

Ich vermute, daß diese Form sich häufig im Muschelkalk (hauptsächlich Trochitenkalk) findet und unter den verschiedensten Namen aufgeführt wird (*Neritaria oolithica*, *Natica turbilina* etc.). M. Blankenhorn [1]) bildet als *Natica turbilina* v. Mstr. eine Form (fig. 16) aus dem Trochitenkalk ab, die der oben beschriebenen Form ziemlich nahesteht; fig. 17 zeigt allerdings ein etwas hohes Gewinde. Schauroth [2]) bildet ähnliche Formen ca. 2 mm groß aus dem Muschelkalk von Recoaro ab, die in den oberen Lagen des Muschelkalks bei Recoaro sowie in den unteren im Val Serraggere ziemlich häufig vorzukommen scheinen. Die Mündung (fig. 8b) stimmt sehr gut mit der unserigen überein. Eine ähnliche, anscheinend nahe verwandte Form bildet Goldfuss [3]) als *Turbo helicites* Mstr. ab. Die von Schlotheim [4]) als *Helicites turbilinus* Schloth. und von H. B. Geinitz [5]) als *Buccinium turbilinum* abgebildeten Formen zeigen ein höheres Gewinde und gehören nicht hierher. Die Originalabbildung von *Natica turbilina* Mstr. aus St. Cassian, die Münstrr [6]) gibt, ist nicht ident mit Blankenhorns Abbildung. Kittl [7]) erwähnt weiter darüber: „. . . *Natica turbilina* Mstr., dessen

1) Die Trias am Nordrand der Eifel. Abh. z. geol. Spezialkarte von Preußen. Bd. 6. 1885. Heft 2. t. 3 f. 16, 17.
2) Uebersicht der geognostischen Verhältnisse der Gegend von Recoaro im Vicentinischen. 1855. t. 2 f. 8.
3) Petrefacta Germaniae. III. pag. 93. t. 193 f. 2.
4) Petrefaktenkunde. pag. 107. t. 32 f. 5.
5) N. Jahrb. f. Min. etc. 1842. pag. 577. t. 10 f. 7.
6) Beiträge zur Petrefaktenkunde. IV. pag. 99. t. 10 f. 7.
7) Gastropoden der Schichten von St. Cassian etc. II. pag. 85.

Original zu einer spezifischen nicht und zu einer generischen Bestimmung kaum geeignet ist.“ Aus diesem Grunde habe ich eine Neubenennung vorgenommen.

Vielfach wird diese Form auch als *Natica (Neritaria) oolithica* (Zenk.) Gein.[1]) wegen des kleinen kugeligen Gehäuses aufgeführt. Koken[2]) schreibt darüber: „Diese Form wird häufig aus dem Muschelkalk zitiert und hauptsächlich für kleine kugelige indifferente Gehäuse gebraucht.“ Die Durcharbeitung des von mir gesammelten reichhaltigen kleinen Naticidenmaterials ergab, daß *Neritaria oolithica* in dieser Fauna nicht vertreten ist. *Neritaria oolithica* kann schon wegen der resorbierten Windungen nicht in Betracht kommen.

Genus ***Neritaria*** Koken.

***Neritaria comensis*** M. Hoern. var. ***candida*** Kittl.

Taf. III [XIV], Fig. 21a, b.

*Neritaria candida* Kittl, Synonymverzeichnis bei Kittl, Gastropoden der Esinokalke. pag. 64. t. 3 f. 17–18. Mit Lit.-Angabe.
„ „ Kittl, Koken, Süddeutsche Gastropoden. pag. 19. t. 2 f. 1, 2.
„ *comensis* var. *candida* Kittl, D. Haeberle, Triadische Gastropoden von Predazzo. pag. 355. t. 4 f. 5. Mit Literaturangabe.

Gehäuse kuglig bis oval mit spitzigem, deutlichem Gewinde und ca. 3—4 gewölbten Windungen. Apikalseite der Windungen konisch abgeflacht. Bei einem Exemplar tritt eine feine Zickzackstreifung der Schalenoberfläche (subcorticale Schalenschichte!) auf, die auch Koken von seinem Marlenheimer Exemplar erwähnt. Mündung eiförmig, hinten zugespitzt. Innenlippe breit, lappig, die Nabelregion bedeckend, mit einem rundlichen Höcker. *Neritaria*-Zahn fehlend. Nach Erledigung des Zeichnens fand ich ein Exemplar, das gut mit Kittls Abbildung (Esino t. 3 f. 18) übereinstimmt. D. Haeberle gliedert *N. candida* als Varietät der *Neritaria comensis* Hoern. an.

Vorkommen: selten. I/II. Weilderstadt/Walddorf.

***Neritaria comensis*** M. Hoern. var. ***papilio*** Stopp.

Taf. III [XIV], Fig. 23a, b.

*Neritaria papilio* Stopp., Kittl, Esino, mit Synonymverzeichnis. pag. 65. t. 3 f. 6, 9—16, t. 4 f. 21—23. Textfig. 9—12.
*Neritaria comensis* var. *papilio* Stopp., Haeberle, Triadische Gastropoden von Predazzo. pag. 356. t. 4 f. 6.

Gehäuse kuglig. Umgänge gewölbt. Nähte seicht. Gewinde deutlich hervortretend. Anwachsstreifen nach rückwärts gebogen. Die Oberfläche des einen Exemplars zeigt auf der unteren Hälfte der Schlußwindung 2 breite braunschwarze Farbenbänder. Anscheinend waren auch darüber noch einige vorhanden, wie stehengebliebene Reste zeigen. Mündung oval, hinten winklig, schief gestellt. Innenlippe callös abgeflacht, die Nabelregion bedeckend. D. Haeberle gliedert diese Form als Varietät der *N. comensis* an. Kittl spricht sich in seiner oben erwähnten Arbeit ähnlich aus.

Vorkommen: selten. II. Salzstetten.

***Neritaria*** cf. ***Mandelslohi*** Klipst. sp.

Taf. III [XIV], Fig. 22a, b, c.

*Neritaria Mandelslohi* Klipst., Kittl, St. Cassian. II. Mit Synonymverzeichnis. pag. 88. t. 7 f. 31—33.
„ „ Klipst., Haeberle, Triadische Gastropoden von Predazzo. Mit Synonymverzeichnis. pag. 352. t. 3 f. 32—34.

Gehäuse dickschalig, klein, kuglig, mit ca. 3—4 gewölbten Windungen. Gewinde niedrig, stumpf, nicht hervortretend. Höhe 3 mm bei einer Breite von 4 mm. Naht seicht. Apikalseite der Schluß-

1) Geinitz, N. Jahrb. f. Min. etc. 1842. pag. 576. t. 10 f. 4—6.
2) Gastropoden des süddeutschen Muschelkalks etc. 1898. pag. 15.

windung konisch abgeflacht. Mündung schief, hinten winklig, vorn gerundet, „tränenförmig“ [1]) gestaltet. Außenlippe scharf. Innenlippe callös, in der Nabelregion lappenartig ausgebuchtet, mit gerundetem Höcker; an einem andern, etwas beschädigten Exemplar, das auch deutliche Resorption der inneren Windungen zeigt, deutlicher entwickelt als bei Fig. 22. Anwachsstreifen gekrümmt, nach rückwärts verlaufend. Der sonst nicht selten auf der Innenseite der Innenlippe auftretende Zahn konnte an beiden Exemplaren nicht festgestellt werden.

Vorkommen: selten. II. Salzstetten.

### *Neritaria involuta* Kok.

*Neritaria involuta* n. sp., Koken, Beiträge zur Kenntnis der Gastropoden des süddeutschen Muschelkalks. 1898. pag. 20. t. 2 f. 6.

Gehäuse kuglig mit niedriger Spira und geblähter Schlußwindung. Mündung oval. Anwachsstreifen nach hinten geschwungen, an der Naht verstärkt.

Vorkommen: selten. I. Weilderstadt.

### Genus *Trachynerita* Kittl.

### *Trachynerita* sp.

Taf. III [XIV], Fig. 30.

*Trachynerita* sp. Koken, Beiträge zur Kenntnis der Gastropoden des süddeutschen Muschelkalks. 1898. pag. 17. t. 2 f. 5.

Ein nicht ganz vollständiges und noch im Hornstein steckendes Gehäuse mit ca. 4 Windungen ist dem von Koken abgebildeten Exemplar nicht unähnlich.

Gehäuse kuglig mit stumpfem, niedrigem Gewinde. Innere Windungen resorbiert. Umgänge stufig abgesetzt, konisch abgeflacht. Unter der Stufe geht die Windung in eine seichte Depression über. Anwachsstreifen gleichmäßig fein, nach rückwärts geschwungen.

Vorkommen: selten. I. Weilderstadt.

### Genus *Naticella* Mstr.

### *Naticella Langi* n. sp.

Taf. III [XIV], Fig. 15a, b, c.

Gehäuse spitz-kuglig mit ca. 4—5 gewölbten, oben an der Naht etwas abgeflachten Umgängen. Letzter Umgang ziemlich stark an Umfang zunehmend. Nähte tief eingeschnitten. Spira erhaben, spitzig. Die Skulptur besteht aus zahlreichen feinen gleichmäßigen Querrippen, die schwach nach rückwärts gerichtet sind. Mehrere dieser Querrippen sind zu Bündeln angeordnet, die abwechselnd erhaben oder vertieft sind. Die Skulptur der erhöhten und vertieften Bündel ist gleichmäßig fein; die Anzahl der Querrippen im Bündel kann schwanken, so daß die Bündel etwas unregelmäßig erscheinen. Die erhabenen Bündel sind durchweg breiter als die vertieften. Die Anordnung der Bündel ist nur auf dem letzten Umgang deutlich zu übersehen; auf den vorhergehenden Umgängen ist die Skulptur etwas verwischt. Mündung eiförmig, hinten winklig, vorn gerundet, etwas schräg gestellt. Innenlippe umgeschlagen. Nabel eng schlitzförmig. Das einzige mir vorliegende Exemplar ist von den *Naticella*-Arten der alpinen und germanischen Trias durch die charakteristische Skulptur und das spitzige Gewinde hinreichend unterschieden.

Vorkommen: selten. II. Salzstetten.

1) Haeberle, l. c. pag. 352. Textfig. 13.

### *Naticella acutecostata* Klipstein sp.

*Naticella acutecostata* Klipst., Haeberle, Triadische Gastropoden von Predazzo. Mit Literaturangabe. pag. 327. t. 2 f. 22a—d.

Gehäuse schräg eiförmig mit ca. 3—4 Umgängen. Spira niedrig. Letzter Umgang ziemlich groß. Nähte tief. Auf der Schlußwindung etwas nach rückwärts geschwungene Querrippen sichtbar. Mündung oval.

Vorkommen: selten. II. - Salzstetten.

## Genus *Cryptonerita* Kittl.

### *Cryptonerita elliptica* Kittl.

Taf. III [XIV], Fig. 24—28; Textfig. 5—11.

Kittl, Die triadischen Gastropoden der Marmolata. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. pag. 126. t. 2 f. 13—17.
J. Böhm, Gastropoden des Marmolatakalks. Palaeontographica. Bd. 42. pag. 241. t. 15 f. 12.
Kittl, Gastropoden der Esinokalke etc. t. 2 f. 14—15.
Ahlburg, Trias im südlichen Oberschlesien. Abh. d. K. Preuß. geol. Landesanst. 1906. pag. 98. t. 2 f. 13—17.
Haeberle, Triadische Gastropoden von Predazzo. pag. 486. t. 4 f. 13a, b.

*Cryptonerita elliptica* ist eines der gemeinsten Fossilien dieser Fauna. Das in seinem Umriß etwas schwankende Gehäuse besteht aus 4—5 deutlich abgesetzten, gewölbten Windungen. Gewinde deutlich hervortretend, meist spitzig, $^1/_4$ der im Maximum 4,5 mm betragenden Gesamthöhe einnehmend. Windungen unter der Naht etwas abgeflacht; Nähte tief. Anwachsstreifen schräg nach hinten gerichtet. Mündung oval, schief gestellt. Innenlippe callös, meist den Nabel bedeckend; häufig infolge Verwitterung weggebrochen. Innere Windungen deutlich resorbiert (Fig. 25). An etwas angewitterten Gehäusen konnte die bei Neritiden zu beobachtende feine Zickzackstreifung der angewitterten Schalenoberfläche (subcorticale Schalenschicht) beobachtet werden. C. v. Schauroth [1]) hat bei Beschreibung seiner *Rissoa dubia* var. *exsculpta* darauf aufmerksam gemacht, daß bei der Verwitterung der Schale zickzackförmige, quer über die Wölbung der Umgänge laufende Linien erscheinen, welche eine dem Ausgehenden der Scheidewände der Goniatiten ähnliche Zeichnung hervorrufen. E. Koken [2]) erwähnt bei Beschreibung der *Neritaria helicina* Kok. von Hallstatt, daß diese Zickzackstreifung durch die Struktur der unteren Schalenschicht bedingt sei und beim Abwittern der oberen Schalenschicht hervortrete. Weiterhin erwähnt Koken, daß man diesem Merkmale keine maßgebende Bedeutung einräumen könne, höchstens die, daß sie für Neritiden charakteristisch ist. Eine ähnliche diskordante Streifung konnte Koken an der rezenten, in Westindien vorkommenden *Neritina punctulata* Lam. durch Anätzen der abge-

5 6 7 8 9 10 11

Textfig. 5—11. Subcorticale Schalenstruktur. Fig. 8 u. 9 6-fach, alle übrigen 5-fach vergrößert. Fig. 5, 7, 8 10 von Weilderstadt (Fauna I), Fig. 6, 9, 11 von Haiterbach (Fauna II).

schabten Oberhaut machen. Diese Zickzackstreifung kann entweder nur einmal sich knieförmig umbiegen und dann entweder gerade oder schief nach vorn oder hinten (am häufigsten nach hinten) verlaufen oder, was häufiger der Fall ist, sich mehrmals wiederholen, dann mit stufenweise geringeren Ausschlägen. Diese

1) Die Schaltierreste der Lettenkohlenformation des Herzogtums Koburg. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1857. pag. 142. t. 7 f. 17.

2) Die Gastropoden der Trias um Hallstatt. 1897. pag. 67.

subcorticale Schalenstruktur ist nun keineswegs regellos, sondern für das einzelne Individuum gesetzmäßig. Die Umbiegungsstellen der einzelnen Zickzackstreifen, Punkte oder dergleichen liegen auf spiralen Linien, welche miteinander sowie mit der Naht parallel laufen. Vielleicht hängt die längsspiralige Anordnung mit einer ursprünglichen spiraligen Farbenbänderung zusammen; bei Taf. III [XIV], Fig. 27 liegen die Häkchen unter der Naht wie in der Mitte der Windung auf etwas dunkleren Bändern. Die Zickzackstreifen treten meist etwas erhaben hervor (Textfig. 9). Relativ einfach ist der Verlauf bei Textfig. 8, 10, 11. Die Zickzackstreifen schieben sich zwischen die einzelnen Anwachsstreifen ein; bei Textfig. 5 ist noch ein Teil der Schale erhalten; auf dem angewitterten Teil sind die Zickzackstreifen zweiknieig. Textfig. 6 und 7 zeigen mehrmalige Umbiegung (am häufigsten beobachtet), und zwar besitzt in der Regel das oberste Knie den stärksten Ausschlag. Bei Textfig. 5 ist allerdings eher das Gegenteilige der Fall, oder beide wenigstens sind gleichartig. Textfig. 9 zeigt punktartige Anschwellung auf den Zickzackstreifen, oben unter der Naht (ebenso Textfig. 11) und in der Mitte der Windung. Subcorticale Zickzackstreifung bei den alpinen Formen meines Wissens nicht beobachtet.

Die Formen dieser Fauna stimmen am besten mit den Marmolataformen (Böhm, l. c. t. 15 f. 12) überein. Obwohl Anklänge an *Cryptonerita conoidea* J. B. (Zwischenformen von *C. elliptica* und *C. conoidea*) bestehen, habe ich es doch vorgezogen, sämtliche Formen unter *C. elliptica* zu vereinen.

Vorkommen: häufig. I und II, im ganzen Gebiet.

### Genus *Ampullina* Lam.

### *Ampullina pullula* Qu. sp.

*Ampullina pullula* Qu., Koken, Gastropoden des süddeutschen Muschelkalks. pag. 21. t 5 f. 9.

Gehäuse klein, eiförmig mit deutlich entwickelter Spira und großer bauchiger Schlußwindung. Die ca. 4—5 Windungen mäßig gewölbt. Nähte schwach vertieft, begleitet von einer wenigstens auf der Schlußwindung deutlich entwickelten Stufe. Anwachsstreifen schwach nach vorn konvex. Mündung vorn gerundet mit flachem, breitem Ausguß, hinten zugespitzt. Innenlippe schwach gebogen, umgeschlagen, schmal. Nabel offen. Höhe 3,5 mm bei 2,75 mm Breite. Von der sonst gleich großen *Ampullina pullula* var. *alsatica* Ko. ist vorliegende Form durch das Vorhandensein der Stufe unter der Naht unterschieden.

Vorkommen: selten. I/II. Weilderstadt/Haiterbach.

### Genus *Acilia* Koken.

### *Acilia gracilis* Haeb. sp.

Taf. III [XIV], Fig. 29a, b.

*Acilia gracilis* Haeberle, Triadische Gastropoden von Predazzo. pag. 375. t. 4 f. 31a, b.

Gehäuse spitz, kegelförmig mit ca. 5 gerundeten, flach gewölbten Windungen, die leicht stufig abgesetzt sind. Nähte vertieft. Anwachsstreifen etwas schräg, im Gegensatz zur Latemarform auf dem letzten Umgang etwas gröber; ein anderes schlankeres Exemplar zeigt allerdings feinere Anwachsstreifen. Feine Spirallinien sind mehrmals angedeutet, soweit eben das in kieseligen Dolomitspat umgewandelte Exemplar solche Beobachtungen überhaupt zuläßt. Mündung rundlich, Nabel geschlossen. Innenlippe breit callös. Basis schwach gerundet.

*Acilia Imperatii* Stopp. von Esino (Kittl, Gastropoden der Esinokalke. pag. 85. t. 1 f. 23. Textfig. 22) steht der vorliegenden Form nahe, unterscheidet sich aber durch den stumpferen Gehäuse-

winkel, den weniger schlanken Wuchs und die stärker eingeschachtelte vorletzte Windung hinreichend von *Acilia gracilis* Haeb.

Vorkommen: selten. II. Haiterbach.

Genus ***Loxonema*** Phillips.

***Loxonema (Anoptychia) Janus*** Kittl sp.

Taf. IV [XV], Fig. 3a, b.

*Loxonema (Anoptychia) Janus* Kittl, Gastropoden der Schichten von St. Cassian. III. pag. 157. t. 8 f. 7—8.

Gehäuse schlank, turmförmig mit 7—8 gewölbten Umgängen, die etwa doppelt so breit wie hoch sind. Nucleus glatt, gerundet. Erste Windung ebenfalls glatt. Die nun folgenden Windungen sind in regelmäßigen Abständen mit nach vorn konkaven starken Querfalten verziert. Im Mittel kommen auf jeden Umgang ca. 11—12 Querfalten. Die von Kittl erwähnten zwei Lateralkiele, die für diese Region des Gehäuses charakteristisch sind, treten auch hier auf, nur mit dem Unterschied, daß hier der untere Lateralkiel am äußersten Umfang steht, während für das Kittlsche Original das Gegenteilige der Fall ist. Ich halte diese Modifikation für zu geringfügig, um eine neue Species darauf zu begründen. Allmählich verflachen die Querfalten, und schließlich sind die beiden Längskiele noch etwas sichtbar. Das Gehäuse zeigt also 3 Wachstumsstadien: das Jugendstadium mit glatten Windungen, ein mittleres Stadium, wo Querrippen und Längskiele auftreten, und schließlich ein Alterszustand, wo die Skulptur zurückgebildet wird und die Umgänge glatt werden. Nähte auf den Anfangswindungen seicht, auf den Schlußwindungen schwach eingeschnitten. Zuwachsstreifen umgekehrt S-förmig. Mündung rundlich bis oval. Basis glatt, flach gewölbt, ungenabelt.

Vorkommen: selten. II. Salzstetten, Walddorf.

***Loxonema*** cf. ***Schlotheimi*** Qu.

Bruchstück.

Vorkommen: selten. II. Haiterbach.

***Loxonema*** sp.

Taf. IV [XV], Fig. 10.

Einziges Exemplar, das der von Philippi[1]) beschriebenen *Loxonema* nicht unähnlich ist. Langsam anwachsende, gleichmäßig gewölbte Umgänge.

Vorkommen: selten. II. Haiterbach.

***Loxonema (Polygyrina) Lomelli*** Mstr.

Taf. IV [XV], Fig. 8a, b.

Ausführliche alpine Literaturangabe bei Kittl, Gastropoden der Schichten von St. Cassian. III. pag. 157. t. 4 f. 35—39.
*Polygyrina* Koken, N. Jahrb. f. Min. etc. 1892. II. pag. 31.
*Turitella similis* Mstr., Grunert, Dissert. Erlangen 1898. pag. 31—32. t. 4 f. 11.
*Rissoa acutata* Schaur. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. 9. 1857. t. 7 f. 16.

Gehäuse steil, turmförmig mit ca. 9—10 stumpfkantigen oder gewölbten Windungen. Nähte tief. Zuwachsstreifen umgekehrt S-förmig. Mündung rundlich, vorn mit schwachem Ausguß. Ein mir vorliegendes fast vollständiges, jedoch leider nicht allzu gut erhaltenes Gehäuse zeigt durchweg stumpfkantige Umgänge (Kittl t. 4 f. 36). Ein anderes sowie das abgebildete Exemplar zeigen eher etwas gerundete Windungen, doch ist die Kante noch deutlich sichtbar.

1) Fauna des *Trigonodus*-Dolomits etc. Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. 1898. pag. 186. t. 8 f. 5.

*Polygyrina Lomelli,* eines der häufigsten Fossilien der St. Cassianer Fauna, hat sich vereinzelt auch in der germanischen Trias gefunden, so z. B. im Unteren Muschelkalk Oberschlesiens (Eck). Weiterhin erwähnt sie Grunert aus den Aequivalenten des Schaumkalks der Gegend von Beuthen, sowie aus dem Kohlenkeuper (Lettenkohle) Coburgs; fraglich aus dem Mittleren Keuper Thüringens. *Rissoa acutata* v. Schaur. aus der Lettenkohle von Coburg scheint, wenn nicht ident, so doch nahe verwandt zu sein.

Vorkommen: nicht häufig. II. Haiterbach, Salzstetten, Walddorf.

### *Loxonema mediocalcis* n. sp.

Taf. IV [XV], Fig. 1a, b.

Gehäuse hoch-kegelförmig mit ca. 9—10 gewölbten Umgängen. Gehäusewinkel ca. 30°. Einer Höhe von 9 mm entspricht eine Breite von ca. 4 mm. Die Umgänge zeigen in der unteren Hälfte die stärkste Wölbung, wobei es zur Ausbildung einer gerundeten Kante kommt. Nähte tief. Mündung oval bis rundlich. Spindel solid. Basis kegelförmig.

Ziemlich nahestehend ist *Loxonema Kokeni* Pic.[1]) aus dem Unteren Muschelkalk (Zone α und β) von Sondershausen; auch diese Form zeigt die Stelle der stärksten Wölbung in der unteren Hälfte der Windung, doch beträgt der Gehäusewinkel nur die Hälfte (15°).

Vorkommen: selten. II. Haiterbach.

### Genus *Coelostylina* Kittl.

### *Coelostylina Ecki* n. sp.

Taf. IV [XV], Fig. 18a, b, c.

Gehäuse kegelförmig mit mäßig gewölbten, seitlich etwas abgeflachten, stufig abgesetzten Umgängen. Unter der Naht eine schräg nach unten gerichtete, leicht gewölbte Stufe; auf derselben verlaufen 3 nicht allzu scharfe Längskiele, die hauptsächlich auf der Schlußwindung deutlich sichtbar sind. Auf den oberen Windungen sind nur die 2 äußeren Kiele sichtbar, während der dritte, der Naht zunächst gelegene Kiel anscheinend unter derselben verschwindet bzw. hart an derselben verläuft. Auf der Lateralfläche sind keine Spirallinien sichtbar, während auf der flach gewölbten, durch eine stumpfe Kante begrenzten Basis 3 Spirallinien vorhanden sind. Anwachsstreifen schwach gekrümmt, fast gerade, Mündung rhomboidisch. Von der interessanten Form sind leider nur $3^1/_2$ Windungen erhalten.

Vorkommen: selten. II. Haiterbach.

### *Coelostylina signata* Ko.

Taf. IV [XV], Fig. 23.

*Coelostylina signata* Ko., Koken, Gastropoden des süddeutschen Muschelkalks. 1898. pag. 39. t. 6 f. 3.

Gehäuse kegelförmig mit stufig abgesetzten, mäßig gewölbten Umgängen, die seitlich abgeflacht sind. Anwachsstreifen fast gerade, dicht gedrängt; vertiefte punktierte Spirallinien sind hauptsächlich auf der Schlußwindung deutlich sichtbar. Oberfläche der Schale glänzend.

Vorkommen: selten. II. Profil V, Forchental bei Haiterbach.

---

1) E. Picard, Glossophoren der mitteldeutschen Trias. Jahrb. d. Kgl. Preuß. geol. Landesanst. 1901. pag. 506. t. 12 f. 9.

### *Coelostylina gregaria* v. Schloth. sp.

*Coelostylina gregaria* v. Schloth., Koken, Gastropoden des süddeutschen Muschelkalks. 1898. t. 5 f. 7, 8, 11.

Einige ganz typische Exemplare, jedoch kleiner als die von E. Koken beschriebenen Formen.

Vorkommen: nicht häufig. I/II. Weilderstadt/Haiterbach.

### *Coelostylina pygmaea* n. sp.

Taf. IV [XV], Fig. 22a, b.

Gehäuse klein mit 4 schwach stufig abgesetzten, leicht gewölbten Windungen. Mündung länglich oval, vorn abgerundet, hinten zugespitzt. Nabelspalt eng, schlitzförmig. Innenlippe etwas verdickt. Zuwachsstreifen fast gerade. *Coelostylina gregaria* steht der vorliegenden Form nahe, unterscheidet sich aber durch die stärker stufig abgesetzten mehr zylindrischen Umgänge, den plumperen Bau sowie die bedeutendere Größe. (Vgl. die Abbildungen von Koken und Picard.) Dagegen sind die Abbildungen von Dunker (Palaeontographica. I. t. 35 f. 13, 16, 17, 18) der unserigen nicht unähnlich, doch sind die Formen viel größer als unser Exemplar. Möglicherweise nur eine Jugendform.

Vorkommen: selten. II. Salzstetten.

### *Coelostylina* cf. *Waageni* Kittl sp.

Taf. IV [XV], Fig. 19a, b, 20.

*Coelostylina Waageni* Kittl, Die Gastropoden der Schichten von St. Cassian. III. pag. 188. t. 5 f. 47, 48.

Sollte diese Form auch vielleicht spezifisch nicht völlig identisch mit *Coelostylina Waageni* sein, so schließt sie sich dieser Art doch jedenfalls aufs engste an.

Gehäuse pupoid mit ca. 6 schwach gewölbten, langsam zunehmenden Windungen mit seichten Nähten. Anfangswindungen geneigt, zugespitzt. Zuwachsstreifen schwach umgekehrt S-förmig gekrümmt bis gerade. Mündung oval, hinten zugespitzt. Größe nicht diejenige der St. Cassianer Formen erreichend; z. B. 2 mm bei 6 Windungen gegenüber 11 mm bei 8 Windungen (St. Cassian). Die St. Cassianer Form zeigt etwas stärker gewölbte, ausgebauchte Windungen, sowie eine hinten und vorne stärker zusammengedrückte Mündung.

Vorkommen: nicht häufig. I. Weilderstadt.

---

Anhang: Ein Steinkern aus weißlichem Hornstein von Haiterbach mit 4 sichtbaren Windungen würde gut mit *Coelostylina solida* J. B. von der Marmolata in Größe und Umriß übereinstimmen.

## Genus *Omphaloptycha* v. Ammon [1]).

### *Omphaloptycha Kepleri* n. sp.

Taf. IV [XV], Fig. 16a, b.

Gehäuse spitz-kegelförmig mit 8 schwach gewölbten Umgängen. Anfangswindungen zugespitzt. Mit weiterem Wachstum werden die Windungen gleichmäßig breiter. Verhältnis von Breite : Höhe = 2 : 1. Nähte nicht sehr vertieft, hauptsächlich auf den Anfangswindungen. Anwachsstreifen schwach

1) In einer vorläufigen Mitteilung habe ich *Omphaloptycha* cf. *turris* Stopp. zitiert, die ich jetzt zu *Undularia (Toxoconcha) Brochii* Stopp. stelle.

umgekehrt S-förmig gekrümmt. Mündung oval. Innenlippe umgeschlagen, leicht gekrümmt. Nabelspalt schwach sichtbar. Gehäusewinkel ca. 30°.

Höhe 5 mm bei einer Breite von 2,4 mm.

Vorkommen: nicht häufig. II. Aidlingen, Haiterbach.

### *Omphaloptycha gracillima* Ko.

*Omphaloptycha gracillima* Ko., Koken, Süddeutsche Gastropoden. 1898. pag. 36. t. 6 f. 6, 7, 8.

Gehäuse hoch-turmförmig schlank mit 6—7 stark gewölbten bauchigen niederen Windungen, die nur langsam ansteigen. Nähte tief. Zuwachsstreifen schwach umgekehrt S-förmig. Mündung rundlich, vorn abgerundet, mit einem breiten schwachen Ausguß. Innenlippe umgeschlagen, geradlinig. Nabelritze deutlich. Größe 2—4 mm.

Vorkommen: häufig. I/II. Weilderstadt, Pforzheim/Haiterbach, Salzstetten.

### *Omphaloptycha gracillima* Ko. var. *suevica* nov. var.

Taf. IV [XV], Fig. 5.

Neben den schlanken Formen (vgl. die Abbildung von E. Koken) kommen seltener gedrungene Formen vor, die sonst die gleichen Eigenschaften wie der Typus zeigen. Gewagt wird es indessen erscheinen, wenn man diese zusammengedrückten Formen noch als Varietät der sonst ziemlich schlanken Art (im Sinne von E. Koken) auffaßt.

Vorkommen: nicht häufig. I/II. Weilderstadt/Haiterbach, Salzstetten.

### *Omphaloptycha* cf. *Strombecki* Dunk. sp.

Taf. IV [XV], Fig. 21 a, b.

*Turbonilla Strombecki* Dunk., Dunker, Palaeontographica. I. 1851. pag. 305. t. 35 f. 19.
*Rissoa Strombecki* var. *genuina*, Schauroth, Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1857. pag. 139. t. 7 f. 12.

Gehäuse kegelförmig mit 6—7 gewölbten, schwach stufig abgesetzten Windungen. Spitze stumpf. Nähte tief. Anwachsstreifen schwach umgekehrt S-förmig. (In Fig. 21 b ist auf der letzten Windung der äußerste linke Zuwachsstreifen etwas zu sehr gewölbt ausgefallen.) Mündung rundlich bis viereckig. Innenlippe umgeschlagen; Nabelritze deutlich.

Schauroths Abbildung steht vorliegender Form am nächsten und zeigt stufig abgesetzte, schwach gewölbte Windungen. Koken (Gastropoden des süddeutschen Muschelkalks. pag. 37. t. 6 f. 14) vereinigt allerdings diese Form mit *O. Schaurothi* Kok., so daß also auch unsere Form zu dieser Art gehören würde, was nicht zu befürworten ist. Etwas abweichend ist allerdings das Original Dunkers, das stärker gewölbte Windungen, aber auch eine stumpfe Spitze besitzt. *Chemnitzia Haueri* Gb., welche Schauroth ebenfalls hier unterbrachte, ist von Picard (l. c. pag. 521. t. 13 f. 10) als *Trypanostylus Haueri* neu beschrieben worden.

Eine Neubenennung dieser Form wäre eventuell zweckmäßiger.

Vorkommen: nicht häufig. I. Weilderstadt.

### *Omphaloptycha* cf. *pyramidata* Kok.

*Omphaloptycha pyramidata* Kok., Koken, Gastropoden des süddeutschen Muschelkalks. pag. 38. t. 6 f. 9, 11.

Gehäuse hoch kegelförmig mit ganz flachen abgeplatteten Windungen. Nähte seicht.

Vorkommen: selten. II. Ostelsheim.

### *Omphaloptycha Abnobae* n. sp.

Taf. IV [XV], Fig. 7a, b.

Gehäuse spitz-kegelförmig mit ca. 7 gewölbten Windungen. Nähte nicht sehr tief. Anwachsstreifen schwach umgekehrt S-förmig gekrümmt (in Fig. 7a auf der Schlußwindung zu sehr gebogen), Mündung rundlich, hinten spitz. Innenlippe umgeschlagen. Nabelritze deutlich.

Bei einer weiten Fassung der Art würde *O. Schaurothi* Kok. (l. c. pag. 37. t. 6 f. 14) mit der unserigen zusammenfallen. Diese Art ist hauptsächlich durch eine große bauchige Schlußwindung charakterisiert. Für unsere Form trifft dies nicht zu; auch ist die Schlußwindung nicht so hoch wie die Spira, sondern kleiner. Giebels *Turbonilla gracilior* Schaur. (Lieskau pag. 61. t. 5 f. 14) dürfte hierhergehören, wenn auch diese Form etwas schlanker ist als die unserige. Wie bereits Koken (Gastropoden des süddeutschen Muschelkalks. pag. 35) hervorgehoben hat, sind die in der älteren Literatur unter *T. gracilior* aufgeführten Formen mit der von Schauroth aus den Gastropodenbänken der Werfener Schichten in den Südalpen beschriebenen Form keineswegs ident.

Vorkommen: nicht häufig. I/II. Weilderstadt/Haiterbach, Salzstetten.

### *Omphaloptycha fusiformis* Ko.

*Omphaloptycha fusiformis* Kok., Koken, Süddeutsche Gastropoden. 1898. pag. 36. t. 6 f. 12—13.

Höhe 4,5 mm; sonst in typischer Ausbildung wie bei Koken.

Vorkommen: selten. I. Weilderstadt.

## Genus *Undularia* Koken.

Koken, Gastropoden der roten Schlernschichten. 1892. pag. 31.
v. Wöhrmann u. Koken, Raibler Schichten. 1892. pag. 200.
Kittl, Gastropoden der Marmolata. 1894. pag. 153.
Kittl, Gastropoden von St. Cassian etc. Bd. 3. pag. 168.
J. Böhm, Gastropoden des Marmolatakalks. 1895. pag. 267.
Koken, Gastropoden von Hallstatt. 1897. pag. 100.
Koken, N. Jahrb. f. Min. Bd. 1. 1898. pag. 391.
Philippi, Jahreshefte d. Vereins f. vaterl. Naturk. in Württemberg. pag. 188.
Kittl, Gastropoden der Esinokalke etc. 1899. pag. 154.
Picard, Glossophoren der mitteldeutschen Trias. 1901. pag. 525.
Haeberle, Triadische Gastropoden von Predazzo. 1908. pag. 416.

Eingehende Referate über die Diagnose der Gattung *Undularia* mit ihren großen Kontroversen gaben in neuester Zeit Kittl (Esino. 1899) und D. Haeberle (Triadische Gastropoden von Predazzo. 1908); zur weiteren Orientierung sei auf diese eingehenden Berichte hingewiesen.

### Subgenus *Toxoconcha* Kittl.

#### Gruppe der *Undularia Brochii* Stopp.

Kittl, Gastropoden der Esinokalke. 1899. pag. 161.

Diagnose nach Kittl pag. 162: „Spitzkegel- oder turmförmige, mitunter etwas pupoide Gehäuse, mit meist stufig abgesetzten flachen, wenig ausgehöhlten oder selbst etwas gewölbten Windungen, die meist eine unregelmäßige Längsstreifung und buchtige umgekehrt S-förmige Zuwachsstreifen zeigen. Eine Nahtfacette ist mehr oder weniger deutlich entwickelt. Die meist konische, etwas gewölbte Basis ist durch eine gerundete Kante von der Apikalseite getrennt. Die Spindel ist hohl[1]), auf der Schlußwindung teilweise oder ganz durch die Innenlippe geschlossen."

1) Die Spindel erwies sich bei dem vorliegenden Material solid. Siehe S. 80 [252].

„Die hervorstechendsten Merkmale dieser Gruppe sind neben der turmförmigen Gestalt: 1) die Beugung der umgekehrt S-förmigen Zuwachsstreifen in der Weise, daß der nach hinten konvexe Teil der Krümmung mit seinem Scheitel noch auf der Apikalseite der Windungen liegt; 2) das stufige Absetzen der Windungen, durch meist scharfe Nahtfacetten erzeugt.“ „Beide Merkmale der *Toxoconcha*-Gruppe, so auffallend sie erscheinen, sind doch nicht stets verläßlich, sie wechseln in der Art der Ausbildung von Gehäuse zu Gehäuse.“ Kittl macht weiter auf die verwandtschaftlichen Beziehungen zur Gruppe der *Omphaloptycha Escheri* wie zu anderen Gruppen von *Omphaloptycha* aufmerksam; ebenso scheinen Beziehungen zu *Coelostylina* zu bestehen, besonders wenn man das mitunter deutliche Auftreten von tief punktierten Spiralstreifen berücksichtigt.

### *Undularia (Toxoconcha) Brochii* Stopp.

Taf. III [XIV], Fig. 32; Taf. IV [XV], Fig. 2, 4, 6, 9, 12—15; Textfig. 12.

*Undularia (Toxoconcha) Brochii* Stopp., Kittl, Gastropoden der Esinokalke etc. Mit Literaturangabe. 1899. pag. 163. t. 12 f. 15—24.

Die in den Esinokalken häufige formenreiche Gruppe der *Undularia Brochii* begegnet uns auch in dieser Fauna in ähnlichen Variationen.

Gehäuse turmförmig bis kegelförmig mit stufig abgesetzten flachen oder nur wenig gewölbten Windungen. An größeren Formen kann die Schlußwindung unter der Naht leicht ausgehöhlt sein. Stufe unter der Naht eben, mit einer gerundeten Kante in den übrigen Teil der Windung übergehend. Je nach dem Alter ist die Stufe verschieden ausgeprägt. Auf Jugendwindungen ist sie kaum oder meist schwach entwickelt, und erst mit weiterem Wachstum wird sie schärfer und breiter. Naht rinnenartig. Zuwachsstreifen buchtig, umgekehrt S-förmig gekrümmt, wobei der Scheitel etwas unterhalb der Mitte des sichtbaren Teils der Windung liegt. Bei Formen mit leicht ausgehöhlten Schlußwindungen zeigen die Anwachsstreifen im Gebiet der Depression unter der Stufe eine typische Krümmung (Textfig. 12). In den meisten Fällen konnten Farbflecken beobachtet werden; sie verlaufen mit einiger Regelmäßigkeit parallel den Anwachsstreifen in ungefähr gleichen Abständen und sind wohl als mit organischem Material stärker imprägnierte Anwachszonen anzusehen. An einigen Exemplaren sind auch breite farbige (sepiafarben bis braun) Querbinden beobachtet worden. An einem Bruchstück, das äußerlich keine Farbstreifen, jedoch buchtige Zuwachsstreifen zeigte, waren beim Abnehmen der Schale auf deren Innenseite die braunschwaren Farbflecken zu sehen. Nach Kittl scheint das Auftreten oder Fehlen von Farbflecken individuell zu sein (l. c. pag. 164). Basis konisch gewölbt, durch eine stumpfe Kante von der Apikalseite abgegrenzt. Mündung rhomboidisch, vorn und hinten zugespitzt, vorn mit einem leicht gedrehten engen Ausguß. Innenlippe umgeschlagen; Nabel bei keinem Exemplar sichtbar. Nach Kittl (l. c. pag. 162, Diagnose) ist die Spindel hohl. An mehreren Exemplaren des Materials konnten diesbezügliche Beobachtungen angestellt werden. Ein von Natur aus mit vorliegender Längsschnitt (Taf. IV [XV], Fig. 13), weiterhin ein anderer Längsschnitt und mehrere Querschnitte sprechen für eine solide Spindel. Der Längsschnitt, der durch mehrere Windungen die Spindel getroffen hat, konnte äußerlich gut präpariert werden, so daß die Identität mit *Undularia (Toxoconcha) Brochii* Stopp. sicher feststeht. Da sonst alle wesentlichen Charaktere für *Toxoconcha Brochii* sprechen, so belasse ich die Formen trotz der problematischen Spindel bei dieser Gruppe.

Textfig. 12. Salzstetten. Farbstreifen. Vergr. 2mal.

Der Gehäusewinkel schwankt zwischen 25 und 35°. Die größte Höhe beträgt 4 cm. KITTL schätzt nach Bruchstücken die Höhe der größten Exemplare (von Caravina in Val Ontragno bei Esino) zu 15 cm (l. c. pag. 167).

Um in die formenreiche Gruppe einige Uebersicht zu bringen, teilte KITTL dieselbe in kegelige und pupoide Formen, die allerdings durch zahlreiche Uebergänge verbunden sind.

Kegelige Formen:

a) ***Typus.*** Kegelige Gehäuse. Gehäusewinkel ca. 25°. Geringe Entwicklung der Nahtfacette bei Jugendwindungen. Taf. IV [XV], Fig. 2, 6, 15.

b) Var. ***brevis*** KITTL. Gehäusewinkel 30—35°. Niedrige, daher relativ breite Umgänge. Taf. IV [XV], Fig. 4, 12, 13, 14.

c) Var. ***lunulata*** STOPP. Durch farbige Querbinden charakterisiert. Textfig. 12.

d) Var. ***conoidea*** n. var. Gehäusewinkel 30—35°; stark konische, abgeflachte Windungen. Taf. III [XIV], Fig. 32.

Vorkommen: häufig. II. Haiterbach, Ostelsheim, Salzstetten, Wittendorf.

### *Undularia (Toxoconcha) siliquoolithica* n. sp.

Taf. IV [XV], Fig. 9a, b, 11.

Gehäuse turmförmig mit kaum stufig abgesetzten, flachen Windungen. Gehäusewinkel ca. 25°. Nähte seicht. Nahtfacette nur gering entwickelt; auf den Jugendwindungen nicht und im mittleren Altersstadium nur schwach entwickelt; auf den beiden letzten Windungen deutlich sichtbar. Schlußwindung unter der Naht leicht ausgehöhlt. Die Anwachsstreifen zeigen auf der Laterialseite die typische buchtige Krümmung wie bei *Undularia (Toxoconcha) Brochii* STOPP. Dunkle Farbstreifen. Längsstreifung nicht beobachtet. Basis gewölbt, konisch, durch eine gerundete Kante von der Apikalseite getrennt. Mündung rhomboidisch. Nabel geschlossen. Ueber den Charakter der Spindel konnten keine Beobachtungen angestellt werden; wohl auch solide, da der Nabel bei Jugendformen (Fig. 9) auch geschlossen ist. Die äußere Gestalt erinnert an *Omphaloptycha turris* STOPP, doch sichern die buchtigen Zuwachsstreifen der Form einen Platz bei *Undularia (Toxoconcha)* zu.

Vorkommen: nicht häufig. II. Haiterbach, Walddorf.

### *Undularia (Toxoconcha) mediocalcis* n. sp.

Taf. III [XIV], Fig. 31a, b.

Gehäuse kegelig. Gehäusewinkel etwas über 30°. Windungen gewölbt. Gesamthabitus pupoid. Nahtfacette, wie bei voriger Art, nur gering entwickelt; auf Jugendwindungen nicht vorhanden. Zuwachsstreifen gebuchtet. Farbstreifen (sepiafarben) deutlich entwickelt. Spiralstreifung nicht beobachtet. Basis gewölbt. Die sonst die Basis begrenzende, gerundete Kante nicht gut ausgeprägt. Mündung rhomboidisch. Innenlippe umgeschlagen. Nabel verschlossen. Spindel wohl solid. Ich bin mir der zahlreichen Variationen von *Toxoconcha Brochii* wohl bewußt, doch halte ich die Unterschiede für zu groß und genügend, um eine neue Art darauf zu begründen.

Vorkommen: nicht häufig. II. Haiterbach.

### Genus *Trypanostylus* Cossm. (= *Eustylus* Kittl).

### *Trypanostylus Albertii* Phil.

*Eustylus Albertii* Phil., Philippi, Fauna des *Trigonodus*-Dolomits etc. Jahreshefte d. Ver. f. vaterl. Naturk. 1898. pag. 190. t. 8 f. 9.

Gehäuse hoch-zylindrisch mit relativ hohen, rasch anwachsenden Windungen mit seichten Nähten. Die einzelnen Umgänge glatt, flach, im Alter an Höhe etwas zunehmend. Spindel geschlossen. Von einer leichten Verbiegung des Gehäuses, wie sie Philippi von seinem Original erwähnt, kann vielleicht auch hier gesprochen werden. Größe dem Philippischen Original entsprechend.

D. Haeberle (Triadische Gastropoden von Predazzo. pag. 393) hält *Eustylus Albertii* für sehr ähnlich mit *Eustylus Koninckı* Mstr., was bereits v. Alberti glaubte.

Vorkommen: selten. II. Salzstetten.

### Genus *Phasianella* Lam.

### *Phasianella* cf. *cingulata* Laube.

*Phasianella cingulata* Laube, Fauna von St. Cassian. IV. pag. 19. t. 31 f. 8.
„ „ Kittl, Gastropoden der Schichten von St. Cassian. III. pag. 246. t. 11 f. 32.

Gehäuse klein, kegelförmig mit seitlich abgeflachten Windungen. Nähte sehr seicht. Letzter Umgang so hoch wie das Gewinde. Basis gerundet. Auf dem oberen Teil der Umgänge 3 deutliche Längskiele, die jedoch nicht so stark ausgebildet zu sein scheinen, wie es die Abbildungen von Laube und Kittl erkennen lassen. Der subsuturale Längskiel ist am kräftigsten. Auf der Basis sind bei der schlechten Erhaltung nur Spuren der von Kittl und Laube erwähnten schwächeren Längskiele sichtbar. Die genaue generische Stellung der Art vermag ich nicht weiter zu fördern, da das mir vorliegende Exemplar zur Hälfte noch im Hornstein steckt.

Größe der St. Cassianer Form entsprechend.

Vorkommen: selten, wie in St. Cassian. I. Weilderstadt.

### Genus *Euchrysalis* Laube.

### *? Euchrysalis (Coelochrysalis) germanica* n. sp.

Taf. IV [XV], Fig. 17.

Gehäuse pupoid, glatt mit zahlreichen, mäßig gewölbten Windungen, die gegen die Spitze hin ansteigende Proportionen von Breite:Höhe zeigen. Ich ermittelte an einer vergrößerten Profilzeichnung des Originals das Verhältnis Breite:Höhe von Windung zu Windung, beginnend mit der vorletzten Windung:

| | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Breite | 36 | 28 | 22 | 17,5 | 14,5 | 11 | 9 |
| Höhe | 23 | 14 | 9 | 7 | 5,5 | 3 | 2 |
| Breite / Höhe | 1,5 / 1 | 2 / 1 | 2,4 / 1 | 2,5 / 1 | 2,6 / 1 | 3,7 / 1 | 4,5 / 1 |

Die Jugendwindungen sind also außerordentlich niedrig, wie wir das häufig in dieser Gruppe finden. Nähte der Anfangswindungen seicht, bei weiterem Wachstum schwach vertieft. Die Jugendwindungen zeigen eine Verbiegung, die auch auf dem mittleren Teil des Gehäuses noch anhält; diese Verbiegung ist wohl primär. Basis gewölbt. Höhe 5 mm, Breite 2 mm bei 10 Windungen. Da das einzige Gehäuse noch teilweise im Gestein sitzt, so konnte nicht sicher festgestellt werden, ob die

Spindel hohl oder solid ist. Ich stelle einstweilen die Form zu *Euchrysalis*. Diese Form ist insofern generisch unsicher, als die oberen Windungen wohl für *Euchrysalis (Coelochrysalis)* passen würden, die letzten Windungen aber zu hoch sind.

Vorkommen: selten. II. Haiterbach.

### Genus *Promathildia* Andreae.

### *Promathildia Bolina* Mstr.

*Promathildia Bolina* Mstr., Kittl, Gastropoden von St. Cassian. Bd. 3. 1894. pag. 236. t. 9 f. 6—9. Mit Literaturangabe.
„ „ Mstr., Grunert, Scaphopoden und Gastropoden der deutschen Trias. Dissert. Erlangen. 1898. Mit Literaturangabe.
„ „ Mstr., Koken, Gastropoden des süddeutschen Muschelkalks etc. 1898. pag. 47. t. 6 f. 22, 23.

Gehäuse turmförmig schlank mit gekielten scharfkantigen Umgängen. Nähte tief. Auf den oberen Windungen tritt ungefähr in der Mitte ein kräftiger zugeschärfter Kiel auf, darunter ein schwächerer Kiel. Die Schlußwindung zeigt 3 Längskiele. Der dritte oder unterste Kiel fällt bei den oberen Umgängen meist mit der Naht zusammen, so daß hier ein deutlicher Wulst entsteht. Eine Längsstreifung des Gehäuses konnte an dem einzigen vorliegenden Exemplar nicht festgestellt werden. Länge 7 mm, Breite 2,5 mm bei 11—12 Windungen. Aehnliche, etwas kleinere Größenverhältnisse zeigt auch das Kokensche Original (fig. 23), jeweils bedeutend kleiner als die St. Cassianer Formen.

Vorkommen: selten. II. Walddorf.

### Genus *Actaeonina* d'Orbigny.

Mehrfach wird auf das Vorkommen dieser Gattung in der germanischen Trias hingewiesen. Die geringe Größe zusammen mit der häufig zu beobachtenden schlechten Erhaltung ließen meist eine spezifische Benennung nicht zu. Aus dem Muschelkalk wurden erst 1898 2 Arten durch Koken beschrieben: *A. alsatica* Kok. aus dem Mittleren Muschelkalk und *A. germanica* Kok. aus dem unteren Trochitenkalk des Unter-Elsaß. E. Picard[1]) erwähnt vorerst nicht näher bestimmbare Actaeoniden aus dem Oberen Muschelkalk Mitteldeutschlands. Ein reiches Material von *Actaeonina*, das anscheinend noch nicht bearbeitet ist, hat O. Raab[2]) im Mittleren Muschelkalk von Rüdersdorf bei Berlin gesammelt. Dort findet sich *Actaeonina* in mehreren Schichtlagern. E. Naumann[3]) konnte eine große Anzahl von nur 1—1,5 mm großen Exemplaren von *A. alsatica* Ko. im Mittleren Muschelkalk von Großheringen im Ilmtal nachweisen. Auch diese Fauna ist reich an Actaeoniden. Außer *A. alsatica* und *germanica* konnte ich eine schlanke Varietät der in St. Cassian vorkommenden *A. scalaris* Mstr., sowie 3 neue Arten nachweisen. *A. scalaris* gehört nach Kittl dem Subgenus *Cylindrobullina* v. Ammon an, das seine Hauptrepräsentanten in der Trias (inkl. Rhät) hat. *Cylindrobullina* ist durch eine stumpfe, schwach entwickelte Falte am vorderen Spindelende charakterisiert, während die typischen Actaeoniden einer solchen entbehren. Die vorliegenden Formen zeigen wohl eine callös verdickte Innenlippe, doch ist eine deutliche Falte auf derselben nicht zu bemerken. Es genügt daher die Anwendung des Gattungsnamens *Actaeonina*.

1) Glossophoren der mitteldeutschen Trias etc. pag. 536.
2) Neue Beobachtungen aus dem Rüdersdorfer Muschelkalk und Diluvium. Jahrb. d. preuß. geol. Landesanstalt. 1904. pag. 205 ff.
3) Monatsber. d. Deutsch. geol. Ges. 1908. pag. 71—76.

Embryonalgewinde deutlich heterostroph[1]), gerundet (Taf. IV [XV], Fig. 29). Bei den verschiedenen hier besprochenen Arten läßt dasselbe keine nennenswerten Unterschiede erkennen; bei der einzelnen Form kann es in die Richtung der normalen Spindel gestellt sein oder auch mehr oder weniger zu derselben geneigt sein. Die Kleinheit der Formen wie auch der bisweilen zu beobachtende indifferente Bau machen der Systematik große Schwierigkeiten. Mündung und Zuwachsstreifen sind bei allen Formen gleich oder doch nur wenig verschieden; ebenso die Anfangswindung. Nur in der Art der Wölbung und der Form der Windung hauptsächlich unter der Naht, bestehen allerdings oft große Unterschiede. 6 Arten in dieser Fauna.

**Kurze Charakteristik der hier besprochenen Arten.**

| | |
|---|---|
| *Actaeonina germanica* Ko. | Schlank, gleichmäßig gewölbte Windungen; keine schräge Stufe oder Plattform unter der Naht. |
| *A. scalaris* Mstr. | Schlank, zylindrische Windungen, scharfe horizontale Plattform; keine schräge Stufe. |
| *A. alsatica* Ko. | Schlank, gewölbte Windungen, schräge Stufe unter der Naht. |
| *A. mediocalcis* n. sp. | Plump, stark geblähte Windungen, schräge Stufe, aber keine Plattform unter der Naht. |
| *A. Kokeni* n. sp. | Schlank, Windungen abgeplattet, unter der Naht schmale horizontale Plattform, darunter schräge Stufe. |
| *A. Vilae* n. sp. | Spitz-kegelförmig, stark gewölbte, rasch zunehmende Windungen; leicht geneigte (selten auch horizontale) Stufe unter der Naht. |

### *Actaeonina germanica* Kok.

*Actaeonina germanica* Kok., Koken, Gastropoden des süddeutschen Muschelkalks etc. 1898. pag. 48. t. 6 f. 19, 21.

Gehäuse schlank mit ca. 5 Windungen, die seitlich abgeplattet oder schwach konvex sind. Naht nicht sehr tief, unter derselben keine ausgeprägte Stufe. Mündung wie bei *A. alsatica* Kok. Zuwachsstreifen gegen die obere Kante stark zurückgebogen, nach vorn konvex. Embryonalgewinde heterostroph. Nicht so häufig wie *A. alsatica*.

Vorkommen: häufig. I/II. Weilderstadt, Pforzheim/Haiterbach, Salzstetten, Walddorf.

### *Actaeonina scalaris* Mstr. var. *gracilis* nov. var.

Taf. IV [XV], Fig. 31a, b.

*Actaeonina scalaris* Mstr., Kittl, Gastropoden der Schichten von St. Cassian. III. pag. 242—243. t. 11 f. 24—31. Mit Literaturangabe.

Gehäuse schlank, ungenabelt. Neben der Naht eine deutlich ausgeprägte horizontale Plattform, die seitlich durch eine Kante begrenzt wird. Windungen unter der Plattform zylindrisch. Zuwachsstreifen oben und unten zurückgebogen, nach vorn konvex. Letzter Umgang fast so hoch wie die Spira. Spindelfalte nicht erkennbar. Kittl erwähnt an seinem guten Material eine kaum bemerkbare schwache Falte. Embryonalgewinde deutlich heterostroph, schiefstehend. Größe 2 mm.

1) Koken, N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. VI. 1889. pag. 450. f. 19.

Durch den schlanken Wuchs von *A. scalaris* Mstr. unterschieden. Von sämtlichen *Actaeonina*-Arten der germanischen Trias durch die rechtwinklig stufig abgesetzten zylindrischen Umgänge hinreichend unterschieden. *A. Kokeni* zeigt wohl auch eine horizontale Plattform, doch ist diese viel schmäler, auch folgt unter der Plattform eine schräg nach unten gerichtete Stufe.

Vorkommen: selten. II. Salzstetten.

### *Actaeonina alsatica* Kok.

Taf. IV [XV], Fig. 28a, b, 30a, b.

*Actaeonina alsatica* Kok., Koken, Gastropoden des süddeutschen Muschelkalks etc. 1898. pag. 49. t. 6 f. 20.

Gehäuse schlank, ungenabelt. Unter der Naht eine schräg abfallende Stufe. Windungen seitlich abgeplattet oder schwach konvex gekrümmt. Spindelfalte nicht erkennbar. Embryonalgewinde heterostroph. Mündung mandelförmig, vorn abgerundet, hinten zugespitzt. Innenlippe umgeschlagen. Größe ca. 1—2 mm.

Vorkommen: häufig. I/II. Weilderstadt/Haiterbach, Salzstetten.

### *Actaeonina mediocalcis* n. sp.

Taf. IV [XV], Fig. 25a, b.

Gehäuse ungenabelt, gebläht, mit stumpf-kegelförmiger Spira. Unter der Naht eine schwach ausgeprägte Stufe. Windungen konvex gekrümmt. Schlußwindung etwas höher als die Spira; häufig beobachtet man, daß die Schlußwindung entgegen der normalen Aufrollung sich etwas an dem vorhergehenden Umgang hinaufzieht. Mündung hoch, mandelförmig, vorn abgerundet mit breitem Ausguß, hinten zugespitzt. Außenlippe den Zuwachsstreifen entsprechend oben und unten zurückgebogen. Spindelfalte nicht deutlich erkennbar, wohl nicht vorhanden. Embryonalgewinde heterostroph. Von den aus dem Muschelkalk bekannten Formen durch den plumpen Bau hinreichend unterschieden.

Vorkommen: nicht häufig. I/II. Weilderstadt/Salzstetten.

### *Actaeonina Kokeni* n. sp.

Taf. IV [XV], Fig. 32a, b (typ.), 24, 29 (juv.).

Gehäuse schlank, ungenabelt mit turmförmiger Spira. Neben der Naht eine schmale horizontale Plattform, die von einer gerundeten Kante begrenzt wird. Unter der Plattform eine schräge Stufe, dadurch von *Actaeonina scalaris* Mstr. unterschieden. Windungen seitlich abgeplattet. Mündung mandelförmig, vorn gerundet, hinten spitz. Zuwachsstreifen oben und unten zurückgebogen, nach vorn konvex. Embryonalgewinde deutlich heterostroph (Fig. 29).

Vorkommen: nicht häufig. I/II. Weilderstadt/Haiterbach, Salzstetten.

### *Actaeonina Vilae* n. sp.

Taf. IV [XV], Fig. 27.

Gehäuse ungenabelt, kegelförmig mit ziemlich rasch an Umfang zunehmenden gewölbten Windungen; Schlußwindung relativ niedrig. Neben der Naht eine schmale Stufe, die selten horizontal, häufiger leicht geneigt ist und nach außen gerundet in die stark gewölbte Windung übergeht. Jugendwindungen zeigen überhaupt eine wenig ausgesprochene Stufe. Zuwachsstreifen nach vorn konvex, oben und unten zurückgebogen. Embryonalgewinde deutlich heterostroph. Mündung wie bei *A. alsatica* Kok.

Mit den hier beschriebenen Arten wegen des charakteristischen Wuchses nicht leicht zu verwechseln.

Vorkommen: nicht häufig. I. Weilderstadt.

***Actaeonina*** sp.

Taf. IV [XV], Fig. 26.

Gehäuse ungenabelt, stumpf kegelförmig mit konvexen Windungen und leichter schräger Stufe unter der Naht. Die seltene indifferente Form läßt sich bei keiner der beschriebenen Arten unterbringen. Am ehesten würde sie vielleicht noch zu *A. Vilae* passen, doch ist diese Form spitz kegeliger als das vorliegende Gehäuse.

Vorkommen: selten. II. Salzstetten.

## Cephalopoda.

Genus ***Arcestes*** Suess.

***Arcestes*** sp.

Taf. IV [XV], Fig. 33.

Schale involut, mehr abgeplattet als kugelig. Umgänge außen gerundet mit hochovalem Querschnitt. Lobenzahl groß, wohl 6. Loben und Sättel oben und unten zugespitzt. Leider liegt nur ein Querschnitt vor, der trotz der Verkieselung im Laufe der Zeit gut herausgewittert ist, so daß man Loben und Sättel gut erkennen kann und das Genus sicher ist. Verhältnis von Durchmesser : Dicke = 5 : 3. Größe ca. 3 cm. Wenn es auch nicht möglich ist, eine genaue Bestimmung dieses bisher nur in der alpinen Trias vorkommenden Cephalopoden durchzuführen, wodurch die Möglichkeit einer Parallelisierung mit einem alpinen Horizonte vielleicht geschaffen worden wäre, so ist doch der Nachweis dieser Ammonitengattung in der deutschen Trias von großer Bedeutung.

Ich möchte auch an dieser Stelle nicht unterlassen, Herrn Prof. Dr. E. v. Koken für die Bestimmung, wie auch dem Finder, meinem Bruder, Herrn Tierarzt A. Hohenstein für die Ueberlassung des seltenen Fundes herzlich zu danken.

Vorkommen: selten. I. Weilderstadt.

## Pisces.

Zähne und Schuppen von ***Acrodus lateralis*** Ag.

Vorkommen: selten. I/II. Weilderstadt/Salzstetten.

## Reptilia.

***Nothosaurus*** sp.

Zähne, Bauchrippen, Rückenwirbel, Halswirbel zum Teil recht scharf als Negative im Hornstein.

Vorkommen: nicht häufig. I/II. Weilderstadt/Aidlingen, Haiterbach.

***Ichthyosaurus (Mixosaurus) atavus*** Qu.

Zahn.

Vorkommen selten. I. Weilderstadt.

## Tabellarische Uebersicht der beschriebenen Fauna.

In dem nachstehenden Verzeichnis sind nur einmal aufgefundene Formen mit |, mehrfach vorkommende Formen mit ⊕, häufiger vorkommende Formen mit × bezeichet.

| No. | Fauna des Mittleren Muschelkalks am östlichen Schwarzwald | Häufigkeit des Vorkommens | Germanische Trias | | | | | Alpine Trias | | | | Besondere Bemerkungen |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | Fauna I | Fauna II | Mittlerer Muschelkalk bisher | Unterer Muschelkalk | Oberer Muschelkalk | Alpiner Muschelkalk | Esinokalk | Marmolatakalk | St. Cassianer Schichten | |
| 1. | *Diplopora lotharingica* Ben. | ⊕ | . | + | + | . | . | . | . | . | . | Mittl. Muschelkalk Els.-Lothringen |
| 2. | „ sp. | × | . | + | . | . | . | . | . | . | . | |
| 3. | *Hyperammina suevica* n. sp. | × | + | + | . | . | + | . | . | . | . | Unterer Trochitenkalk des Gebiets |
| 4. | Stabnadeln von Silicispongien | × | + | + | . | . | + | . | . | . | . | „ „ „ „ |
| 5. | *Rhizocorallium* | ⊕ | . | + | . | + | + | . | . | . | . | |
| 6. | *Serpula (Spirorbis) aberrans* n. sp. | ⊕ | + | + | . | . | . | . | . | . | . | |
| 7. | „ sp. | ⊕ | + | . | . | . | . | . | . | . | . | |
| 8. | *Lingula tenuissima* Br. | \| | . | + | + | + | + | + | . | . | . | |
| 9. | *Avicula mediocalcis* n. sp. | ⊕ | + | + | . | . | . | . | . | . | . | |
| 10. | *Gervillia costata* v. Schloth. | × | + | + | + | + | + | + | . | . | . | |
| 11. | „ *subcostata* Goldf. | ⊕ | + | + | . | . | + | . | . | . | . | |
| 12. | „ *(Hoernesia) socialis* v. Schloth. | ⊕ | . | + | + | + | + | + | . | . | . | |
| 13. | *Monotis Albertii* Goldf. | \| | . | + | + | + | + | + | . | + | . | |
| 14. | *Pecten laevigatus* v. Schloth. | ⊕ | + | + | . | + | + | + | + | . | . | |
| 15. | „ *discites* v. Schloth. | ⊕ | + | + | + | + | + | + | + | + | . | |
| 16. | „ cf. *liscaviensis* Gieb. | \| | . | + | . | + | . | . | + | . | . | |
| 17. | *Myoconcha gastrochaena* Dunk. | ⊕ | . | + | + | + | + | . | . | . | . | |
| 18. | *Mytilus [Myalina] eduliformis* v. Schloth. typus | \| | + | . | . | +? | + | + | . | . | . | |
| | *Mytilus [Myalina] eduliformis* v. Schloth. forma *praecursor* Frech | ⊕ | . | + | . | + | + | . | . | . | . | |
| 19. | *Modiola Salzstettensis* n. sp. | × | + | + | . | . | . | . | . | . | . | |
| | „ „ var. *convexa* n. v. | | + | + | . | . | . | . | . | . | . | |
| | „ „ var. *plana* n. v. | | + | + | . | . | . | . | . | . | . | |
| | „ „ var. *elongata* n. v. | | + | + | . | . | . | . | . | . | . | |
| | „ „ var. *lata* n. v. | | + | + | . | . | . | . | . | . | . | |
| 20. | „ sp. (3 verschiedene Formen) | \| | . | + | . | . | . | . | . | . | . | |
| 21. | *Myophoria laevigata* v. Alb. | × | . | + | + | + | + | + | + | + | . | |
| | „ „ var. *elongata* Gieb. | | . | + | . | + | + | . | . | . | . | |
| 22. | „ *vulgaris* v. Schloth. | × | + | + | + | + | + | + | . | . | . | |
| | „ „ var. *semicostata* n. var. | ⊕ | . | + | . | . | + | . | . | . | . | |
| 23. | „ *Schmidti* Weig. | \| | . | + | . | . | . | . | . | . | . | |
| 24. | „ *intermedia* v. Schaur. | ⊕ | . | + | . | + | + | . | . | . | . | |
| 25. | „ *transversa* Born. | ⊕ | . | + | + | + | + | . | . | . | . | |
| 26. | „ *germanica* n. sp. | × | . | + | . | . | + | . | . | . | . | verwandt *M. costulata* Bittn. (St. Cassian) |
| 27. | „ *Goldfussi* v. Alb. | ⊕ | . | + | . | . | + | + | . | . | . | |
| 28. | „ *elegans* Dunk. | ⊕ | . | + | + | + | + | + | + | . | | |
| 29. | *Myophoriopis (Pseudocorbula) Sandbergeri* Phil. | × | + | + | . | . | + | . | . | . | . | |
| 30. | *Myophoriopis (Pseudoc.) nuculiformis* Zenk. | ⊕ | + | + | . | + | + | . | . | . | . | |
| 31. | „ „ *gregaria* v. Mstr. | × | + | + | + | + | + | . | . | . | . | |
| 32. | „ „ *plana* n. sp. | ⊕ | + | + | . | . | . | . | . | . | . | |

| No. | Fauna des Mittleren Muschelkalks am östlichen Schwarzwaldrand | Häufigkeit des Vorkommens | Germanische Trias | | | | | Alpine Trias | | | | Besondere Bemerkungen |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | Fauna I | Fauna II | Mittlerer Muschelkalk bisher | Unterer Muschelkalk | Oberer Muschelkalk | Alpiner Muschelkalk | Esinokalk | Marmolatakalk | St. Cassianer Schichten | |
| 33. | *Astarte* cf. *triasina* F. ROEM. | ⊕ | + | + | + | + | + | . | . | . | . | |
| 34. | *Gonodon Schmidi* GEIN. | ⊕ | + | + | + | + | + | + | . | . | . | |
| 35. | *Homomya ventricosa* v. SCHLOTH. | — | . | + | . | . | + | . | . | . | . | |
| 36. | „ cf. *Kokeni* PHIL. | ⊕ | . | + | . | . | + | . | . | . | . | |
| 37. | *Pleuromya Ecki* PHIL. | — | + | . | . | + | + | . | . | . | . | |
| 38. | „ *(Homomya)* sp. | ⊕ | . | + | . | . | . | . | . | . | . | |
| 39. | *Worthenia* sp. | ⊕ | . | + | . | . | . | . | . | . | . | |
| 40. | *Hologyra Eyerichi* NOETL. | — | . | + | . | + | . | . | . | . | . | |
| 41. | „ *amabilis* n. sp. | ⊕ | . | + | . | . | . | . | . | . | . | |
| 42. | *Naticopsis illita* QU. | ⊕ | + | + | . | . | + | . | . | . | . | |
| 43. | „ *mediocalcis* n. sp. | × | + | . | . | . | + | +? | . | . | . | Alpiner Muschelkalk von Recoaro? |
| 44. | *Neritaria comensis* M. HOERN. | | | | | | | | | | | |
| | var. *candida* KITTL. | ⊕ | + | + | . | . | + | . | + | + | . | Unterer Trochitenkalk Unter-Elsaß |
| | var. *papilio* STOPP. | — | . | + | . | . | . | . | + | + | . | |
| 45. | „ cf. *Mandelslohi* KLIPST. | — | . | + | . | . | . | . | + | + | + | |
| 46. | „ *involuta* QU. | ⊕ | + | . | . | + | . | . | . | . | . | |
| 47. | *Trachynerita* sp. | — | + | . | . | . | . | . | . | . | . | |
| 48. | *Naticella Langi* n. sp. | — | . | + | . | . | . | . | . | . | . | |
| 49. | „ *acutecostata* KLIPST. | — | . | + | . | . | . | . | . | + | + | Unterer Muschelkalk Oberschlesien |
| 50. | *Cryptonerita elliptica* KITTL. | × | + | + | . | . | . | . | + | + | . | „ „ „ |
| 51. | *Ampullina pullula* QU. | — | + | + | . | . | . | . | . | . | . | |
| 52. | *Acilia gracilis* HAEB. | ⊕ | . | + | . | . | . | . | . | . | +? | Grenze Wengener-St.-Cassianer Sch. |
| 53. | *Loxonema (Anoptychia) Janus* KITTL. | ⊕ | . | + | . | . | . | . | . | . | + | |
| 54. | „ cf. *Schlotheimi* QU. | — | . | + | . | + | + | . | . | . | . | |
| 55. | „ sp. | — | . | + | . | . | . | . | . | . | . | |
| 56. | „ *(Polygyrina) Lomelli* MSTR. | ⊕ | . | + | . | + | + | . | . | . | + | Unterer Muschelkalk Oberschlesien |
| 57. | „ *mediocalcis* n. sp. | — | . | + | . | . | . | . | . | . | . | |
| 58. | *Coelostylina Ecki* n. sp. | — | . | + | . | . | . | . | . | . | . | |
| 59. | „ *signata* KOK. | — | . | + | . | . | + | . | . | . | . | Unterer Trochitenkalk Unter-Elsaß |
| 60. | „ *gregaria* v. SCHLOTH. | ⊕ | + | + | + | . | + | + | . | . | . | |
| 61. | „ *pygmaea* n. sp. | ⊕ | . | + | . | . | . | . | . | . | . | |
| 62. | „ cf. *Waageni* KITTL. | ⊕ | + | . | . | . | . | . | . | . | + | |
| 63. | *Omphaloptycha Kepleri* n. sp. | ⊕ | . | + | . | . | . | . | . | . | . | |
| 64. | „ *gracillima* KOK. | × | + | + | . | + | + | . | . | . | . | |
| | „ *gracillima* KOK. var. *suevica* nov. var. | ⊕ | + | + | . | . | . | . | . | . | . | |
| 65. | „ cf. *Strombecki* DUNK. | ⊕ | + | . | . | + | . | . | . | . | . | |
| 66. | „ cf. *pyramidata* KO. | — | . | + | . | . | + | . | . | . | . | |
| 67. | „ *Abnobae* n. sp. | ⊕ | + | + | . | . | . | . | . | . | . | |
| 68. | „ *fusiformis* KOK. | ⊕ | + | . | . | . | + | . | . | . | . | |
| 69. | *Undularia (Toxoconcha) Brochii* STOPP. typus | × | . | + | . | . | . | . | + | + | + | |
| | var. *brevis* KITTL. | ⊕ | . | + | . | . | . | . | + | + | . | |
| | var. *lunulata* SOPP. | ⊕ | . | + | . | . | . | . | + | . | . | |
| | var. *conoidea* n. var. | ⊕ | . | + | . | . | . | . | . | . | . | |
| 70. | *Undularia (Toxoconcha) mediocalcis* n. sp. | ⊕ | . | + | . | . | . | . | . | . | . | |
| 71. | „ „ *siliquoolithica* n. sp. | ⊕ | . | + | . | . | . | . | . | . | . | |
| 72. | *Trypanostylus Albertii* PHIL. | — | . | + | . | . | + | . | . | . | . | |
| 73. | *Phasianella* cf. *cingulata* LBE. | ⊕ | + | . | . | . | . | . | . | . | + | |

| No. | Fauna des Mittleren Muschelkalks am östlichen Schwarzwaldrand | Häufigkeit des Vorkommens | Germanische Trias | | | | | Alpine Trias | | | | Besondere Bemerkungen |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | Fauna I | Fauna II | Mittlerer Muschelkalk bisher | Unterer Trochitenkalk | Oberer Trochitenkalk | Alpiner Muschelkalk | Esinokalk | Marmolatakalk | St. Cassianer Schichten | |
| 74. | *? Euchrysalis (Coelochrysalis) germanica* n. sp. | — | . | + | . | . | . | . | . | . | . | |
| 75. | *Promathildia Bolina* Mstr. | — | . | + | . | + | + | . | . | + | + | Unterer Trochitenkalk Unter-Elsaß |
| 76. | *Actaeonina germanica* Kok. | ⊕ | + | + | . | . | + | . | . | . | . | „ „ „ |
| 77. | „ *scalaris* Mstr. var. *gracilis* n. v. | — | . | + | . | . | . | . | . | . | + | |
| 78. | „ *alsatica* Kok. | × | + | + | + | . | . | . | . | . | . | |
| 79. | „ *mediocalcis* n. sp. | ⊕ | + | + | . | . | . | . | . | . | . | |
| 80. | „ *Kokeni* n. sp. | ⊕ | + | + | . | . | . | . | . | . | . | |
| 81. | „ *Vilae* n. sp. | ⊕ | + | . | . | . | . | . | . | . | . | |
| 82. | „ sp. | — | . | + | . | . | . | . | . | . | . | |
| 83. | *Arcestes* sp. | — | + | . | . | . | . | . | . | . | . | |
| 84. | *Acrodus lateralis* Ag. | ⊕ | + | + | + | + | + | . | . | . | . | |
| 85. | *Nothosaurus* sp. | ⊕ | + | + | + | + | + | . | . | . | . | |
| 86. | *Ichthyosaurus (Mixosaurus) atarus* Qu. | — | + | . | . | + | . | . | . | . | . | |

Die Fauna des Mittleren Muschelkalks am östlichen Schwarzwaldrande enthält also 86 Arten, die auf 41 Gattungen verteilt sind; darunter befinden sich 20 neu beschriebene Arten. Wie bereits erwähnt wurde (S. 44—45 [216—217]), haben wir 2 Faunen (Fauna I und II) zu unterscheiden, die allerdings im Horizonte nicht weit voneinander entfernt liegen. Fauna I kommt fast ausschließlich in der die mittlere Abteilung beschließenden Hornsteinbank vor; derselben gehören 26 Gattungen mit 42 Arten an. Reicher und allgemeiner verbreitet — 37 Gattungen mit 74 Arten — ist die Fauna II, die in der oberen Abteilung des ganzen Gebietes zu finden ist. Beiden Faunen gemeinsam sind 21 Gattungen mit 30 Arten. Näheres über das Vorkommen, den Erhaltungszustand und den Charakter der Fauna S. 44—46 [216—218].

Wie aus der tabellarischen Uebersicht hervorgeht, ist die hier beschriebene Fauna mit den Faunen einzelner Horizonte der germanischen Trias[1]) und alpinen Trias[2]) verglichen; es stellt sich dabei heraus, daß 14 Arten des alpinen Muschelkalks und 18 Arten der ladinischen Stufe (9 des Esinokalks, 9 des Marmolatakalks und 10 der St. Cassianer Schichten) mit Formen unserer Fauna ident oder doch nahe verwandt sind.

## Ueberblick über die Fauna.

Unter den auftretenden Formengruppen sind die Muscheln und Schnecken am reichhaltigsten vertreten.

Durch große Individuenzahl und Formenfülle zeichnen sich unter den Muscheln die Gattungen *Myophoria, Myophoriopis, Modiola* etc. aus. Am interessantesten sind die Myophorien. Neuere Untersuchungen haben den Wert der Myophorien als Leitfossilien wesentlich heruntergesetzt. *M. orbicularis*, Leitfossil für den oberen Wellenkalk, kommt nach R. Wagner auch im unteren Teil des

1) Unterer Muschelkalk, Mittlerer Muschelkalk der bis jetzt bekannt gewordenen Faunen und Oberer Muschelkalk.

2) Alpiner Muschelkalk, Esinokalk, Marmolatakalk, St. Cassianer Schichten. Ueber die benutzte Literatur siehe Ahlburg, l. c. pag. 133.

Mittleren Muschelkalks bei Jena massenhaft vor. *Myophoria Goldfussi*, bisher ein Charakterfossil für Oberen Muschelkalk und Lettenkohle, scheint bereits im Mittleren Muschelkalk und Trochitenkalk verbreitet zu sein. *Myophoria transversa* konnte in fast allen Faunen des Mittleren Muschelkalks (in Rüdersdorf 4 Fossilhorizonte) nachgewiesen werden. *Myophoria vulgaris* ist lokal häufig; interessant ist die var. *semicostata* n. v. durch das teilweise Verschwinden der extraarealen Rippe. *M. germanica* n. sp., die ich anfangs als Leitfossil für Mittleren Muschelkalk ansah, hat sich nun bei Schwieberdingen, wie auch sonst im Oberen Muschelkalk nicht selten gefunden.

Die Gattung *Myophoriopis* konnte durch das Vorhandensein zahlreicher vorzüglicher Schloßpräparate[1]) endgültig auch für die germanische Trias festgestellt werden; die deutschen Formen sind wegen einiger Unterschiede gegenüber den alpinen Formen dem Subgenus (bisherigen Genus) *Pseudocorbula* Philippi unterstellt.

Von der Gattung *Modiola* besitzt *Modiola Salzstettensis* n. sp. weite Verbreitung und ist wohl die häufigste *Modiola*-Form der Trias.

Typisch alpine Vertreter haben sich unter den Muscheln nicht nachweisen lassen. In einer vorläufigen Mitteilung[2]) habe ich *Mysidioptera* zitiert, dieselbe aber jetzt infolge schlechter Erhaltung gestrichen. *M. germanica* besitzt eine nahe Verwandte in *M. costulata* Bittn. aus den St. Cassianer Schichten, die sich in ihren extremen Variationen der germanischen Art nähert. 12 Arten kommen im alpinen Muschelkalk vor, 6 in Schichten der ladinischen Stufe.

Durch besonders große Mannigfaltigkeit der Formen und meist geringe Individuenzahl[3]) zeichnen sich die Schnecken aus; sie sind fast noch reichlicher als die Muscheln vertreten. Besonders häufig kommen die Gattungen *Naticopsis*, *Neritaria*, *Cryptonerita*, *Loxonema*, *Coelostylina*, *Omphaloptycha*, *Undularia (Toxoconcha)*, *Actaeonina* vor. Auffallend reichhaltig sind die Actaeoniden vertreten. Mehrere Formen, die Koken aus dem unteren Trochitenkalk von Marlenheim im Unter-Elsaß beschreibt, treten bereits hier auf. Besonders groß ist die Zahl der alpinen Vertreter[4]). Als ganz charakteristisch, weil sonst selten oder gar nicht im deutschen Muschelkalk vorkommend, sind folgende Formen hervorzuheben: *Cryptonerita elliptica*, *Trachynerita*, *Acilia gracilis*, *Loxonema Janus*, *Undularia (Toxoconcha) Brochii*, *Phasianella* cf. *cingulata*, *Actaeonina scalaris*. 12 Formen sind ident mit solchen der ladinischen Stufe; davon entfallen 4 Arten auf die Esinokalke, 6 Arten auf die Marmolatakalke und 10 Arten auf die St. Cassianer Schichten.

Brachiopoden sind selten. Die sonst in verschiedenen Faunen des Mittleren Muschelkalks vorkommende *Lingula tenuissima* Br. (*Lingula*-Dolomit in Elsaß-Lothringen) hat sich nur in einem Exemplar gefunden. *Terebratula vulgaris*, eines der Hauptfossilien des Trochitenkalks, konnte nicht nachgewiesen werden, obwohl über der Grenzzone bereits verschiedentlich Exemplare auftreten.

Spongien, sonst im übrigen Muschelkalk Seltenheiten, sind durch ihre Skelettelemente mehrmals nachgewiesen worden (reichlich in einer Bank des unteren Trochitenkalks von Pforzheim).

Größere Funde von Cephalopoden waren von vornherein nicht zu erwarten. Erfreulich ist es,

1) Wohl die besterhaltenen aus der deutschen Trias.

2) V. Hohenstein, Beiträge zur Kenntnis des Mittleren Muschelkalks etc. Centralbl. f. Min. etc. 1911. pag. 654.

3) Im Gegensatz zu dem sonst im Muschelkalk bisher geltenden Gesetz von der Artenarmut und Individuenzahl (neuere Untersuchungen werden wohl das Bild etwas ändern!) tritt eine Zersplitterung in zahlreiche Gattungen und Arten bei oft geringer Individuenmenge auf; mehrmals lag nur ein Vertreter vor.

4) Koken hat aus dem unteren Trochitenkalk von Marlenheim (Unter-Elsaß) ebenfalls eine Suite alpiner Formen nachgewiesen (Koken, Gastropoden des süddeutschen Muschelkalks. 1898). S. auch S. 92 [264].

daß der leider vereinzelt gebliebene Fund ein Vertreter der bis jetzt nur in der alpinen Trias nachgewiesenen Gattung *Arcestes* ist.

Wirbeltierreste, die in einigen Faunen des Mittleren Muschelkalks reichlich vertreten sind, konnten nur spärlich nachgewiesen werden.

Korallen, Bryozoen und Echinodermen fehlen völlig. Bemerkenswert ist z. B. das Fehlen der Crinoiden. *Encrinus liliiformis*, die Leitform des unteren Hauptmuschelkalks, hat noch nicht Boden gefaßt, setzt aber unmittelbar darüber ein.

Kalkalgen aus der Familie der Siphoneen konnten mehrmals nachgewiesen werden (auch im unteren Trochitenkalk).

Werfen wir nochmals einen Rückblick auf die Fauna!

Alpine Anklänge sind unverkennbar vorhanden (*Arcestes, Diplopora* und die zahlreichen Gastropoden). Durch das Fehlen von *Encrinus liliiformis, Terebratula vulgaris, Lima striata* etc. ist die Fauna scharf von derjenigen des Trochitenkalks unterschieden. Es ist aber doch eine typische Muschelkalkfauna, die mehr Formen mit dem Oberen Muschelkalk als mit dem Unteren Muschelkalk gemeinsam hat und der zahlreiche exotische Formen beigemengt sind.

Auffallend ist die Kleinheit der Formen dieser Fauna, für welche die Bezeichnung Pygmäenfauna ganz angebracht ist. Manche Formen erreichen allerdings eine normale Größe, so z. B. *Myophoria laevigata, Gervillia costata, Gervillia socialis, Myophoriopis Sandbergeri* etc., doch überwiegen auch hier kleine Individuen. Die Gastropoden sind fast durchweg kleiner, als die entsprechenden Formen von Esino, St. Cassian und der Marmolata. Genau dasselbe zeigt die von Koken beschriebene Gastropodenfauna von Marlenheim. Betrachtet man Formen dieser Fauna, die wieder mit solchen aus Unterem oder Oberem Muschelkalk ident sind, so kommt man zu demselben Resultat. Interessant ist es, daß man selbst wieder nach Gründen für die Kleinheit der St. Cassianer Fauna sucht. D. Haeberle[1]) hat in seiner bekannten Arbeit in einem besonderen Kapitel „Zu den Erklärungsversuchen über die Entstehung der Mikrofauna von St. Cassian" die zahlreichen Hypothesen eingehend diskutiert und spricht sich zum Schlusse[2]) dahin aus, „daß die eigentümliche Fauna von St. Cassian als eine durch das Zusammenwirken verschiedener Umstände in ihrem Wachstum beschränkte Tierwelt, also als eine Anhäufung lokaler Größenvarietäten aufzufassen ist. Die Hauptveranlassung zur Entstehung der Pygmäenformen sehe ich mit Richthofen in dem allmählichen Sinken des Meeresbodens, mit dem die Sedimentation nicht gleichen Schritt zu halten vermochte: die Verschlechterung der Lebensbedingungen hauptsächlich infolge der abnehmenden Nahrungsmenge mußte schließlich zur Entstehung von Zwergformen führen." Für die Entstehung der Zwergfauna des Mittleren Muschelkalks kann nun nicht ein stärkeres Sinken des Meeresbodens die Ursache sein. Zahlreiche Beobachtungen (Geschiebe, zerbrochene Schalen, wenig doppelklappige Muschelschalen, das Vorhandensein von Gips etc.) lassen auf eine Flachseebildung schließen.

Ich neige daher eher dazu, daß der immer noch hohe Konzentrationsgrad die Hauptveranlassung bildet. Die Gipsvorkommen in den oberen Lagen und eventuell manche ganz aus Pseudomorphosen nach Anhydrit bestehende Hornsteine der oberen Lagen der mittleren Abteilung sind ein genügender Beweis dafür. Auch im untersten Trochitenkalk müssen noch ähnliche

1) l. c. pag. 581—592.
2) l. c. pag. 592.

Bedingungen geherrscht haben (Netzleisten und Trockenrisse bei Weilderstadt [„Halden"]), wenngleich sich hier eine Vertiefung des Meeres angebahnt hat. Dieser Grund erscheint mir wahrscheinlicher als derjenige, der vielfach für neu zugewanderte Faunen angeführt wird, „wonach sich die Formen auf dem fremden Boden noch nicht recht heimisch fühlten". Eine Stütze erhält der von mir angegebene Grund noch dadurch, daß auch typische Muschelkalkformen etwas kleiner sind, daß also die Ursache eine allgemeine war.

### Parallelisierungsversuche.

Philippi [1]) konnte bei Bearbeitung der Fauna des unteren *Trigonodus*-Dolomits von Schwieberdingen mehrere neue Arten nachweisen, „die sich mehr oder minder an alpine Formen anschließen". Da die neueingewanderten Arten nicht mit alpinen spezifisch übereinstimmen, so sprach sich Philippi für keine direkte Einwanderung aus dem alpinen Meere aus, sondern aus einem dritten Meere, das mit dem alpinen wie mit dem germanischen Meere in Verbindung stand; „vielleicht war dies dasselbe Meer, in das sich die Fauna des unteren Muschelkalks in der Periode des mittleren Muschelkalks zurückzog, um zur Zeit des Trochitenkalks wieder in die germanische See einzudringen". Hinsichtlich der Möglichkeit dieses Drei-Meeressystems stimme ich vollkommen der Ansicht des sachverständigen Kenners der alpinen und germanischen Trias zu. Seit den Untersuchungen Philippis hat sich die Sachlage etwas geändert. Koken konnte noch im selben Jahre neben 11 anderen Gastropoden noch 7 alpine Formen im unteren Trochitenkalk des Unter-Elsaß nachweisen. Es ist auch gar nicht verwunderlich, wenn mit dem Wiedereinbruch des Meeres, d. h. mit der festeren Verbindung mit dem Weltmeere, neben den alten Wellenkalktypen auch exotische Formen einwanderten. Von dieser Erwägung ausgehend, glaube ich zu der Annahme berechtigt zu sein, daß zur Zeit des oberen Mittleren Muschelkalks eine Einwanderung alpiner Formen (*Arcestes*, *Diplopora*, zahlreiche Gastropoden) aus dem alpinen Meere oder aus dem? dritten Meere stattfand. Es lag deshalb nahe, zu erwägen, ob nicht die Fauna des Mittleren Muschelkalks mit derjenigen eines alpinen Horizontes parallelisiert werden könnte. Die angestellten Versuche sind indessen ergebnislos verlaufen. Der vielversprechende *Arcestes* hat keine weitere Bestimmung zugelassen. Typisch alpine Diploporen haben sich im Unteren Muschelkalk Oberschlesiens gefunden; die in dieser Fauna vorkommenden Arten sind keineswegs ident. Aus dem Vorkommen von *Diplopora lotharingica* im elsaß-lothringischen Mittleren Muschelkalk glaubte Benecke [2]) zwar einen Vergleich zwischen dem Himmelwitzer nulliporenführenden Dolomit (mit alpinen Fossilien) Oberschlesiens und der oberen Abteilung des Mittleren Muschelkalks in Elsaß-Lothringen ziehen zu dürfen. Ahlburg [3]) hat bereits die Gleichaltrigkeit beider Bildungen bezweifelt unter dem Hinweis darauf, daß beide Gebiete offenbar die Kalkalgen unabhängig voneinander und zu ganz verschiedenen Zeiten aus dem alpinen Triasmeere erhalten haben. Ich stimme Ahlburg zu, wenn er schreibt: „In Oberschlesien fand die Einwanderung derselben mit dem Beginn der Schaumkalkstufe statt, in Lothringen dagegen erst, nachdem bereits die Eintrocknung des Triasmeeres während des Mittleren Muschelkalks ihr Ende erreicht hatte und wieder eine Vertiefung des Meeres bzw. eine Senkung des Landes eingetreten war, die vielleicht eine Verbindung mit dem alpinen Triasmeere und damit die Möglichkeit der Einwanderung alpiner Formen schuf." Es bleiben nun nur

1) Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Nat. in Württemberg. 1898. pag. 203—205.
2) *Diplopora* und einige andere Versteinerungen etc. pag. 284.
3) Ahlburg, Trias im südlichen Oberschlesien. Abh. d. Kgl. Preuß. geol. Landesanst. 1906. pag. 79.

noch die Schnecken, die jedoch meist indifferent und zur Parallelisierung wenig geeignet sind. Koken [1]) hat sich darüber folgendermaßen ausgesprochen: „Schlüsse auf Parallelisierung der Schichten mit solchen der Alpen wurden nicht versucht. Die beschriebenen Arten und ebenso die solchen verwandten sind fast durchweg indifferente Formen, die wenig geändert durch mehrere Schichten hindurchgehen. Die meisten alpinen Typen in unserem oberen Muschelkalk weisen allerdings auf die Wengen-Cassianer Schichten und den Marmolatakalk hin, aber genau dasselbe resultiert aus dem Studium der Gastropoden des unteren Muschelkalks in Schlesien." Wenn dies auch nicht für alle Gastropoden unserer Fauna gilt, so muß man sich doch vergegenwärtigen, daß die triadischen Schnecken viel weniger zu einem Schichtenvergleich dienen können, wie etwa die Cephalopoden, Brachiopoden oder Lamellibranchiaten. Wir können daher die Frage über eine Parallelisierung des Mittleren Muschelkalks mit einem Horizont der alpinen Trias kurz folgendermaßen beantworten:

Obwohl alpine Einflüsse als sicherstehend anzunehmen sind, so würde es doch nach dem derzeitigen Stand unserer Kenntnisse gewagt erscheinen, den oberen Mittleren Muschelkalk mit einem bestimmten Horizont der alpinen Trias zu parallelisieren.

## Fauna des unteren Trochitenkalks.

Ein wesentlich anderes Gepräge zeigt bereits die Fauna des unteren Trochitenkalks. Manche Formen sind hinzugekommen, wie *Terebratula vulgaris* und *Encrinus liliiformis*. Zahlreiche Formen haben sich nicht mehr nachweisen lassen. Das Auftreten zahlreicher kleiner Schnecken nicht weit von der Grenzzone habe ich bereits anderweitig (S. 19 [191]) besprochen, ebenso auch das Vorkommen der Spongien und von *Encrinus liliiformis*.

Recht häufig haben sich folgende Formen nachweisen lassen:

*Diplopora* sp.
*Hyperammina suevica* n. sp.
Silicispongien
*Encrinus liliiformis*
*Terebratula vulgaris*
*Gervillia socialis*
*Mytilus eduliformis* Typ.
„ „ forma *praecursor*
*Pecten laevigatus*
„ *discites*
*Myophoria laevigata*
„ *vulgaris*
*Myophoriopis (Pseudocorbula) gregaria*
„ „ *Sandbergeri*
*Nucula Goldfussi*
etc.

*Hyperammina suevica* n. sp. konnte verschiedentlich nachgewiesen werden; *Diplopora* sp. und Silicispongien aus dem unteren Trochitenkalk von Pforzheim. Eine reichhaltige wohlerhaltene Fauna zeigen verkieselte Lumachellen, die wohl dem mittleren oder oberen Trochitenkalk angehören.

## Zusammenfassung der Ergebnisse.

**Stratigraphisches.**

1) Die Mächtigkeit des ausgehenden Mittleren Muschelkalks am östlichen Schwarzwaldrand beträgt ca. 25—30 m, ist also wesentlich reduziert gegenüber der Mächtigkeit der Tiefenvorkommen mit 80 m im Mittel.

1) Referat. N. Jahrb. f. Min. etc. 1902. Bd. 1. pag. 143.

2) Da Aufschlüsse selten sind, so ist eine genaue stratigraphische Gliederung ziemlich erschwert. Es wurde eine Einteilung in eine untere, mittlere und obere Abteilung versucht. Die untere Abteilung stellt die kümmerlichen Reste der einst mächtigen, nunmehr größtenteils ausgewaschenen Steinsalz-Anhydrit-Gips-Region dar, während die mittlere und obere Abteilung ungefähr der dolomitischen Region der Tiefenvorkommen entspricht.

3) Untere Abteilung: 5—6 m mächtig.

Tone, Mergel und Dolomite, die gelegentlich rot gefärbt sind. Lokal treten Linsen von Gips auf, wodurch sich die Mächtigkeit wesentlich erhöht.

4) Mittlere Abteilung: 15—18 m mächtig.

Vorwiegend dolomitische Gesteine, die häufig zu Zellendolomiten ausgelaugt sind. Es werden knorrige oder klotzig gestaltete Zellendolomite (Typ A mit Breccien- oder Badeschwammstruktur) mit regelloser Anordnung der Zellen und geschichtete Zellendolomite (Typ B) mit schichtig angeordneten Zellen unterschieden. Auf Einzelheiten, besonders betreffend die Entstehung, sei auf S. 23 [195] und S. 24 [196] verwiesen. Die knorrigen Zellendolomite kommen hauptsächlich in den unteren Lagen vor, während die geschichteten Zellendolomite besonders in den mittleren und oberen Lagen häufig sind.

Tone und Mergel sowie Kieselsäureausscheidungen sind häufig ein- und zwischengelagert. Die Hornsteine zeigen nicht selten oolithische Struktur, meist auch Pseudomorphosen nach Anhydrit. Eine Besonderheit des nördlichen Gebiets ist das Auftreten einer die mittlere Abteilung beschließenden oolithischen Hornsteinbank von 15—30 cm Mächtigkeit, die sich meilenweit verfolgen ließ; dieselbe wie der darunterliegende Zellendolomit ist fossilführend; bei Weilderstadt konnten über 40 Arten (Fauna I) nachgewiesen werden.

5) Obere Abteilung: 4—6 m mächtig.

Größtenteils aus massigen oolithischen dolomitischen Kalken bestehend. Reichlich sind schwärzliche, seltener helle Hornsteinknollen, meist in zur Schichtung parallelen Bändern eingelagert. Im südlichen Gebiet sind diese Bänke anscheinend ziemlich stark reduziert, während in der Nagolder Gegend noch eigenartige gefältete Dolomite darüber gelagert sind. Im südlichen Gebiet tritt als Seltenheit noch Gips in dolomitisch-mergeligem Gestein auf. Die Schichtfolge zeigt eine reichliche Fossilführung mit über 70 Arten (Fauna II), die im Gegensatz zur Fauna der mittleren Abteilung über das ganze Gebiet verbreitet ist. Hauptvorkommen in der Nagolder Gegend.

6) Ueber dem Mittleren Muschelkalk folgen 5—6 m mächtige dickbankige, meist oolithische Kalke des unteren Trochitenkalks, die gelegentlich Hornsteine führen und damit an die ähnlich struierten Hornsteinkalke Süd- und Mitteldeutschlands erinnern.

**Mineralogisch-Petrographisches.**

7) Eine erschöpfende Untersuchung der vorkommenden Mineralien war nicht beabsichtigt. Interessant sind die reichlichen Kieselsäureausscheidungen, wie die Pseudomorphosen von Hornstein, Chalcedon oder Karbonat nach Anhydrit und Glauberit.

8) Zur allgemeinen Orientierung über die Hornsteine sei auf S. 27 [199] verwiesen. In der mittleren Abteilung überwiegen bankartige Hornsteine, während in der oberen Abteilung schichtig angeordnete Knollen vorherrschen; häufig zeigen dieselben oolithische Ausbildung. Annahme einer diagenetischen Entstehung der Hornsteine sehr wahrscheinlich. Als Quelle für die Kieselsäure werden

Silicispongien betrachtet, deren Skelettelemente in Gesteinen des oberen Mittleren Muschelkalks und des unteren Trochitenkalks zum Teil häufig vorkommen. Da aber in den meisten Hornsteinen bisher keine Spongien nachgewiesen werden konnten, so wurde auch eine terrigene Herkunft der Kieselsäure aus einer das Muschelkalkbecken umgebenden Wüste erörtert.

9) Pseudomorphosen von Hornstein, Chalcedon oder Karbonat nach Anhydrit (stets nur die 3 aufeinander senkrechten Pinakoide) konnten massenhaft nachgewiesen werden. Häufig bestehen ganze Hornsteinbänke aus diesen Pseudomorphosen. Teilweise liegen dreimalige Umwandlungen (Pseudomorphosen) vor (S. 34 [206]).

10) Oolithische Gesteine sind im Mittleren Muschelkalk häufig. Die obere Abteilung und die oberen Lagen der mittleren Abteilung bestehen größtenteils aus diesen Gesteinen, während sonst oolithische Ausbildung selten ist. Am Aufbau der Oolithe ist eine agglutinierende Foraminifere der Gattung *Hyperammina* reichlich beteiligt, die jedoch nur passiv an der Oolithbildung beteiligt zu sein scheint. Näheres ist aus der kurzen Zusammenfassung der Oolithe der mittleren und oberen Abteilung S. 38 [210], sowie aus dem allgemeinen Ueberblick S. 40 [212] ersichtlich.

**Paläontologisches.**

11) In der oberen Abteilung und in den oberen Lagen der mittleren Abteilung konnte eine Fauna von über 80 Arten nachgewiesen werden, die ungefähr 3—4, seltener 5—6 m unterhalb der Trochitenkalkgrenze vorkommt. Das Auftreten der Fauna ist nesterartig. Die Hauptvorkommen liegen bei Weilderstadt (mittlere Abteilung, Fauna I) und bei Haiterbach, Salzstetten, Walddorf (obere Abteilung, Fauna II). Spärliche Funde können fast im ganzen Gebiete gemacht werden. Die Erhaltung der Fauna ist meist gut.

12) Die Fauna macht keinen einheitlichen Eindruck. Es sind 2 Faunen (Fauna I und II) zu unterscheiden, die im Horizont nicht weit voneinander liegen und zahlreiche (30) Arten gemeinsam haben.

13) Fauna I mit 26 Gattungen und 42 Arten ist vor allem durch das Vorkommen von *Naticopsis mediocalcis* ausgezeichnet. *Arcestes* sp. gehört ebenfalls dieser Fauna an.

14) Fauna II ist reichhaltiger und enthält 37 Gattungen mit 74 Arten. Charakteristisch für diese Fauna ist *Myophoria laevigata* und *germanica* sowie *Undularia (Toxoconcha) Brochii.*

15) Von den 86 Arten der Gesamtfauna des Mittleren Muschelkalks am östlichen Schwarzwaldrand sind 20 Arten neu beschrieben; 18 Arten sind mit Formen der ladinischen Stufe und 14 Arten mit solchen des alpinen Muschelkalks ident oder nahe verwandt (siehe tabellarische Uebersicht S. 87—89 [259—261]).

16) Obwohl alpine Einflüsse als sicherstehend anzunehmen sind, so erscheint doch eine Parallelisierung mit einem bestimmten alpinen Horizonte verfrüht.

17) Unter der beschriebenen Fauna sind besonders reichhaltig die Muscheln und Schnecken vertreten. Die übrigen Tierklassen spielen keine nennenswerte Rolle.

18) Die Größenverhältnisse der Fauna sind überwiegend klein, so daß man von einer Pygmäenfauna im wahrsten Sinne des Wortes reden kann.

19) Da die Kenntnis des Vorkommens der Fauna des Muschelkalks noch nicht in der wünschenswerten Weise fortgeschritten ist, so lassen sich augenblicklich noch nicht allein charakteristische Fossilien (Leitfossilien) für Mittleren Muschelkalk angeben. Sehr wahrscheinlich dürfte *Modiola Salzstettensis* n. sp. infolge seiner weiten Verbreitung ein recht brauchbares Leitfossil für Mittleren Muschelkalk sein.

20) Von der Fauna des unteren Trochitenkalks ist besonders das Auftreten kleiner Gastropoden anscheinend in weiter Verbreitung bis ins Elsaß von Interesse; von besonderer Bedeutung sind noch die Vorkommen von Diploporen und Stabnadeln von Silicispongien.

## Literaturverzeichnis.


Ahlburg, J., Die Trias im südlichen Oberschlesien. Abh. d. Kgl. Preuß. geol. Landesanst. N. F. Heft 50. 1906.

Alberti, Fr. v., Die Gebirge des Königreichs Württemberg. 1826.

— Beitrag zu einer Monographie des Bunten Sandsteins, Muschelkalks und Keupers und die Verbindung dieser Gebilde zu Einer Formation. 1834.

— Halurgische Geologie. 1852.

— Ueberblick über die Trias mit Berücksichtigung ihres Vorkommens in den Alpen. 1864.

Beckenkamp, J., Ueber die Bildung der Zellenkalke. Sitzungsber. d. Phys.-med. Ges. zu Würzburg. 1907.

Benecke, E. W., Ueber die Umgebungen von Esino in der Lombardei. Geogn.-paläont. Beitr. Bd. 2. 1876. Heft 3.

— Ueber die Trias in Elsaß-Lothringen und Luxemburg. Abh. z. geol. Spezialkarte v. Elsaß-Lothr. Bd. 1. 1877. Heft 4.

Benecke und Cohen, Geognostische Beschreibung der Gegend von Heidelberg. 1881.

— Mitteilung der Kommission für die geologische Landesuntersuchung von Elsaß-Lothringen. Bd. 1. 1886.

— Bemerkungen über die Gliederung der oberen alpinen Trias und über alpinen und außeralpinen Muschelkalk. Ber. d. Naturf. Ges. zu Freiburg i. B. Bd. 9. 1895.

— *Diplopora* und einige andere Versteinerungen im elsaß-lothringischen Muschelkalk. Mitt. d. geol. Landesanst. v. Elsaß-Lothringen. Bd. 4. 1896.

— Ueber *Mytilus eduliformis* v. Schloth. sp. Centralbl. f. Min. etc. 1905.

Berger, Die Versteinerungen des Schaumkalks am Thüringer Walde. N. Jahrb. f. Min. etc. 1860.

Bittner, A., Revision der Lamellibranchiaten von St. Cassian. Abh. d. k. k. geol. Reichsanst. Bd. 18. 1895. Heft 1.

Blankenhorn, M., Die Trias am Nordrande der Eifel. Abh. z. geol. Spezialkarte v. Preußen. Bd. 6. 1885.

Böhm, J., Die Gastropoden des Marmolatakalks. Palaeontographica. Bd. 42. 1895.

Bornemann, J. G., Beiträge zur Kenntnis des Muschelkalks, insbesondere der Schichtenfolge und der Gesteine des Unteren Muschelkalks in Thüringen. Jahrb. d. Kgl. Preuß. geol. Landesanst. 1885.

Brady, H. B., Report of the scientific results of the voyage of H. M. S. Challenger. Zoology. Vol. 9. 1884.

Bräuhäuser, M., Blatt Schramberg. Erl. z. geol. Spezialkarte des Kgr. Württemberg. 1909.

Branco, W., Das Salzlager bei Kochendorf am Kocher und die Frage seiner Bedrohung durch Wasser. Jahresh. d. Ver. f. vat. Nat. in Württemberg. 1899.

Broili, F., Fauna der Pachycardientuffe der Seißer Alp. Palaeontographica. Bd. 50. 1903.

Brombach, Fr., Beiträge zur Kenntnis der Trias am südwestlichen Schwarzwald. Mitt. d. Großh. Bad. geol. Landesanst. Bd. 4. 1903. Heft 4.

Bronn, H. G., Lethaea geognostica. Bd. 3. 1853—56.

Cayeux, L., Contribution à l'étude micrographique des terrains sédimentaires. 1. Étude de quelques dépôts siliceux secondaires et tertiaires du Bassin de Paris et de la Belgique. 2. Craie du Bassin de Paris. Mémoires de la Société géologique du Nord. Tome IV, 2. Lille 1897.

Clemm, W., Ueber die Verkieselung von Kalksteinen, insbesondere diejenige des Muschelkalks im badischen Oberlande. Inaug.-Diss. Freiburg i. B. 1909.

Credner, H., Ueber die Gervillien der Triasformation in Thüringen. N. Jahrb. f. Min. etc. 1851.

Dunker, W., Ueber die im Muschelkalk von Oberschlesien gefundenen Mollusken. Palaeontographica. Bd. 1. 1851.

Eck, H., Rüdersdorf und Umgegend. Abh. z. geol. Spezialkarte von Preußen und den thüring. Staaten. Bd. 1. 1872. Heft 1.

Endriss, K., Die Steinsalzformation im Mittleren Muschelkalk Württembergs. 1898.

Etheridge, Monograph of the Silurian Fossils of the Girvan District in Ayrshire. Vol. 1. 1878.

Fischer, H., Beitrag zur Kenntnis der unterfränkischen Triasgesteine. Geogn. Jahresh. Bd. 21. 1908.

— Experimentelle Studien über die Entstehung der Sedimentgesteine. Monatsber. d. Deutsch. geol. Ges. 1910.

Fraas, E., Begleitworte zur geognostischen Spezialkarte von Württemberg. Atlasblatt Freudenstadt, Liebenzell. 1897.

— Die Bildung der germanischen Trias, eine petrogenetische Studie. Jahresh. d. Ver. f. vat. Nat. in Württemberg. 1899.

Fraas, O., Unser schwäbischer Untergrund und das Stuttgarter Bohrloch. 1875.

— Die geognostische Profilierung der württembergischen Eisenbahnlinien. 12. 1883.

Frantzen, W., Uebersicht der geologischen Verhältnisse bei Meiningen. 1882.

— Untersuchung über die Gliederung des unteren Muschelkalks in einem Teile von Thüringen und Hessen und über die Natur der Oolithkörner in diesen Gebirgsschichten. Jahrb. d. Kgl. Preuß. geol. Landesanst. 1887.

Frech, Fr., Neue Zweischaler und Brachiopoden aus der Bakonyer Trias. Resultate der wiss. Erforschung des Balatonsees. Bd. 1. Heft 1. Budapest 1904.
— Nachträge zu den Cephalopoden und Zweischalern der Bakonyer Trias. Ebenda. Budapest 1905.
Gagel, C., Beiträge zur Kenntnis des Untergrundes von Lüneburg. Jahrb. d. Kgl. Preuß. geol. Landesanst. etc. 1909.
Gaub, Fr., Die jurassischen Oolithe der Schwäbischen Alb. Geolog. u. paläont. Abh. N. F. Bd. 9. 1910. Heft 1.
Geinitz, Ueber einige Versteinerungen des Zechsteins und Muschelkalks. N. Jahrb. f. Min. etc. 1842.
Giebel, C., Die Versteinerungen im Muschelkalk von Lieskau bei Halle. 1856.
Goldfuss, Petrefacta Germaniae. 1834—40.
Grabendörfer, J., Beiträge zur Orographie und Geognosie der Gegend von Pforzheim. 1894.
Grunert, O., Die Scaphopoden und Gastropoden der deutschen Trias. Inaug.-Diss. Erlangen 1898.
Haeberle, D., Paläontologische Untersuchung triadischer Gastropoden aus dem Gebiet von Predazzo. Verh. d. Naturh.-med. Ver. zu Heidelberg. N. F. Bd. 9. 1908.
Haeussler, R., Die Astrorhiziden und Lituoliden der *Bimammatus*-Zone. N. Jahrb. f. Min. etc. Bd. 1. 1883.
Hermann, Fr., Fossilführende Schichten im mittleren Muschelkalk bei Künzelsau. Jahresh. d. Ver. f. vat. Nat. in Württemberg. 1901.
Kalkowsky, E., Die Verkieselung der Gesteine in der nördlichen Kalahari. Sitzungsber. u. Abh. d. Naturw. Ges. Isis. 1900/01.
— Ueber Oolith und Stromatolith im norddeutschen Buntsandstein. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1908.
Kittl, E., Die Gastropoden der Schichten von St. Cassian der südalpinen Trias. Annalen des k. k. Hofmuseums. I. Bd. 6. 1891. II. Bd. 7. 1892. III. Bd. 9. 1894.
— Die triadischen Gastropoden der Marmolata etc. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. Bd. 44. 1894.
— Gastropoden der Esinokalke nebst einer Revision der Gastropoden der Marmolatakalke. Annalen d. k. k. Hofmuseums. Bd. 14. 1899.
Knop, A., Ueber Kieselsäure-Abscheidungen und Oolithbildung. N. Jahrb. f. Min. etc. 1874.
Koken, E., Ueber die Entwicklung der Gastropoden vom Cambrium bis zur Trias. N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. 6. 1889.
— und v. Wöhrmann, Die Fauna der Raibler Schichten vom Schlernplateau. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1892.
— Die Leitfossilien. 1896.
— Die Gastropoden der Trias um Hallstatt. Abh. d. k. k. geol. Reichsanst. Bd. 17. 1897. Heft 4.
— Beitrag zur Kenntnis der Gastropoden des süddeutschen Muschelkalks. Abh. z. geol. Spezialkarte von Elsaß-Lothringen. N. F. Heft 2. 1898.
Krech, K., Beitrag zur Kenntnis der oolithischen Gesteine des Muschelkalks um Jena. Inaug. Diss. Jahrb. d. Kgl. Preuß. geol. Landesanst. 1909.
Lang, H. O., Ueber Sedimentärgesteine aus der Umgegend von Göttingen. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1881.
Lang, R., Der mittlere Keuper im südlichen Württemberg. Jahresh. d. Ver. f. vat. Nat. in Württemberg. 1909 u. 1910.
Laube, G., Die Fauna der Schichten von St. Cassian. 1868.
Liebetrau, E., Beiträge zur Kenntnis des unteren Muschelkalks bei Jena. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1889.
Liesegang, R. E., Geologische Diffusionen. 1913.
Linck, G., Die Bildung der Oolithe und Rogensteine. N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. 16. 1903.
— Ueber die Bildung der Oolithe und Rogensteine. Jenaische Zeitschr. f. Naturw. 1909.
Linstow, O. v., Die organischen Reste der Trias von Lüneburg. Jahrb. d. Kgl. Preuß. geol. Landesanst. Bd. 24. 1903.
Münster, Graf v., Beiträge zur Geognosie und Petrefaktenkunde des südöstlichen Tirols, vorzüglich der Schichten von St. Cassian. 1841.
Naumann, E., Fossilfunde im mittleren Muschelkalk bei Großheringen. Monatsber. d. Deutsch. geol. Ges. 1908.
Neminar, Ueber die Entstehung der Zellenkalke. Tscherm. Mineral. Mitt. im Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1875.
Noetling, F., Die Entwicklung der Trias in Niederschlesien. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1880.
Passarge, S., Die klimatischen Verhältnisse Südafrikas seit dem mittleren Mesozoicum. Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. zu Berlin. 1904.
— Die Kalahari. 1904.
Philippi, E., Beiträge zur Kenntnis des Aufbaus der Schichtenfolge im Grignagebirge. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1895.
— Die Fauna des unteren *Trigonodus*-Dolomits vom Hühnerfeld bei Schwieberdingen und des sogenannten Cannstatter Kreidemergels. Jahresh. d. Ver. f. vat. Nat. in Württemberg. 1898.
Picard, E., Beiträge zur Kenntnis der Glossophoren der mitteldeutschen Trias. Jahrb. d. Kgl. Preuß. geol. Landesanst. 1901.
Platz, Ph., Geologie des Pfinztales. 1872.
— Beiträge zur Statistik der inneren Verw. des Großherzogtums Baden. Heft 33. 1873.
Quenstedt, Fr. A., Petrefaktenkunde Deutschlands. 1881—84.
Raab, O., Neue Beobachtungen aus dem Rüdersdorfer Muschelkalk und Diluvium. Jahrb. d. Kgl. Preuß. geol. Landesanstalt. 1904.
Rauff, H., Palaeospongiologie. Palaeontographica. Bd. 40. 1893—94.

Reis, O. M., Das Salzlager des mittleren Muschelkalks am Neckar. Zeitschr. f. prakt. Geologie. 1899.
— Der mittlere und untere Muschelkalk im Bereich der Steinsalzbohrungen zwischen Burgbernheim und Schweinfurt. Geogn. Jahreshefte. Bd. 14. 1901.
— Beobachtungen über Schichtfolge und Gesteinsausbildungen in der fränkischen Unteren und Mittleren Trias. Geogn. Jahreshefte. Bd. 22. 1909.
Roemer, F., Ueber einige neue Versteinerungen aus dem Muschelkalk von Willebadessen. Palaeontographica. Bd. 1. 1851.
Rosenbusch-Wülfling, Mikroskopische Physiographie. I2.
Rübenstrunk, E., Beitrag zur Kenntnis der deutschen Triasmyophorien. Mitt. d. Großh. bad. geol. Landesanst. Bd. 6. 1912. Heft 1.
Salomon, W., Geologische und paläontologische Studien über die Marmolata. Palaeontographica. Bd. 42. 1895.
Sandberger, F. v., Beobachtungen in der Würzburger Trias. Würzburger Naturw. Zeitschr. Bd. 5. Würzburg 1864.
— Die Lagerung der Muschelkalk- und Lettenkohlengruppe in Unterfranken an typischen Profilen erläutert. Phys.-med. Gesellschaft. Verh. 1893.
Sauer, F., Erl. zu Blatt Dürrheim der großh. bad. geol. Spezialkarte. 1901.
Schalch, F., Beiträge zur Kenntnis der Trias am südöstlichen Schwarzwald. Mitt. d. Großh. bad. geol. Landesanst. 1873.
— Erl. zu Blatt Königsfeld-Niedereschach.
— Nachträge zur Kenntnis der Trias am südöstlichen Schwarzwald. Mitt. d. Großh. bad. geol. Landesanst. Bd. 5. 1907. Heft 1.
Schauroth, C. v., Uebersicht der geognostischen Verhältnisse der Gegend von Recoaro im Vicentinischen. Sitzungsber. d. k. k. Akad. d. Wiss. Wien. Math.-nat. Kl. Bd. 17. 1855.
— Die Schaltierreste der Lettenkohlenformation des Herzogtums Koburg. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1857.
— Kritisches Verzeichnis der Versteinerungen der Trias im Vicentinischen. Sitzungsber. d. k. k. Akad. d. Wiss. in Wien. Math.-nat. Kl. 1859.
Schlotheim, v., Petrefaktenkunde und Nachträge dazu. 1820—23.
Schmidt, A., Blatt Stammheim 1909. Blatt Dornstetten-Dettingen 1911. Erl. z. geol. Spezialkarte d. Kgr. Württemberg.
Schmidt, M., Kleinere Funde aus dem östlichen Schwarzwald. Bericht üb. d. Vers. d. oberrh. geol. Vereins. 1905.
— Das Wellengebirge der Gegend von Freudenstadt. Mitt. d. geol. Abteil. d. Kgl. württ. Stat. Landesamts. 1907. Heft 3.
— Blatt Freudenstadt 1906, Altensteig 1908, Nagold 1909, Rottweil 1912. Erl. z. geol. Spezialkarte d. Kgr. Württemberg.
Seebach, K. v., Die Conchylien-Fauna der Weimarischen Trias. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1861.
Stettner, G., Ein Profil durch den Hauptmuschelkalk bei Vaihingen a. d. Enz. Jahresh. d. Ver. f. vat. Nat. in Württemberg. 1898.
Stoppani, A., Les pétrifications d'Ésino. Paléontologie Lombarde. I. Milan 1858—60.
Strombeck, v., Beitrag zur Kenntnis des Muschelkalks im nordwestlichen Deutschland. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1849.
Thürach, Erl. zu Bl. Sinsheim der Großh. bad. geol. Spezialkarte. 1901.
Tornquist, A., Neue Beiträge zur Geologie und Paläontologie der Umgebung von Recoaro und Schio in Vicentin. I—IV. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. 50—52. 1898—1900.
— Das vicentinische Triasgebirge. Stuttgart 1901.
Valentin, Geologie des Krontales. Mitt. d. elsaß-lothring. geol. Landesanst. III. 1892.
Waagen, L., Die Lamellibranchiaten der Pachycardientuffe der Seißer Alm etc. Abh. d. k. k. geol. Reichsanst. 1907.
Wagner, R., Beitrag zur genaueren Kenntnis des Muschelkalks bei Jena. Abh. d. Kgl. Preuß. geol. Landesanst. N. F. Heft 27. 1897.
Walther, Joh., Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. Jena 1893—94.
— Das Gesetz der Wüstenbildung in Gegenwart und Vorzeit. 1900.
Walther, K., 12 Tafeln der verbreitetsten Fossilien aus dem Buntsandstein und Muschelkalk der Umgebung von Jena. 1906.
Weigelin, M., *Myophoria Kefersteini* Münster aus der Bleiglanzbank des Gipskeupers von Sindelfingen und *Myophoria Schmidti* nov. sp. aus den Trochitenkalken von Donaueschingen. Jahresh. d. Ver. f. vat. Naturk. in Württ. 1913.
Wethered, E., On the microscopic structure of the jurassic pisolite. Geol. Mag. 1889.
Wöhrmann, S. v., Die Fauna der sogenannten Cardita und Raibler Schichten. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1889.
— und Koken, E., Die Fauna der Raibler Schichten vom Schlernplateau. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1892.
Zelger, Geognostische Wanderungen in der Trias Frankens. Würzburg 1867.
Zeller, Beiträge zur Kenntnis der Lettenkohle und des Keupers in Schwaben. Vorläufige Mitteilung Centralbl. f. Min. etc. 1907. Abhandlung. N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. 25. 1908.
Zieten, C. H. v., Die Versteinerungen Württembergs. Stuttgart 1830—1833.
Zimmermann, Trockenrisse und Netzleisten im Muschelkalk bei Rüdersdorf. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1898.
Zittel, K. A. v., Grundzüge der Paläontologie. I. Von F. Broili. 1910.

# Inhalt.

Seite

Einleitende Bemerkungen . . . . . 3 [175]

**A. Stratigraphischer Teil** . . . . . 5 [177]

Stratigraphie des Mittleren Muschelkalks in Württemberg . . . 5 [177]

Aufbau unter Tag . . . . . 6 [178]

**Aufbau des ausgehenden Mittleren Muschelkalks am östlichen Schwarzwaldrand** . . . . . 8 [180]

Landschaftsform 8, Boden 8, Mächtigkeit 9, Aufschlüsse 9, Einteilung 9.

Untere Abteilung . . . . . 9 [181]

Mergel, Dolomite, Tone, Linsen von Gips 9, Einstiges Vorhandensein von Gips 10 und Steinsalz 11.

Mittlere Abteilung . . . . . 11 [183]

Zellendolomite 11, Quarz 12, Nagelkalk 12, Hornsteine 12, Pseudomorphosen von Hornstein nach Anhydrit 12, Quarzitähnliche Gebilde 12, Hornsteinbank von Weilderstadt mit Fossilien und Pseudomorphosen nach Anhydrit 13, Trip 13, Fossilführung 14.

Obere Abteilung . . . . . 14 [186]

Massige oolithsche dolomitische Kalkbänke 14, Hornsteine 14, Braune gefältete Dolomite 14, Verschiedenheiten in den einzelnen Gebieten 14, Vorkommen von Gips 15, Fossilführung 15, Grenzzone Mittlerer Muschelkalk/Unterer Trochitenkalk 15.

Profile . . . . . 16 [188]

**Unterer Trochitenkalk** . . . . . 18 [190]

Dickbankige, vorwiegend oolithische Kalke 18, Vorkommen von Hornsteinen darin in weiter Verbreitung 18, Fossilführung 19, Netzleisten 20.

Profile . . . . . 20 [192]

Einiges über Zellendolomite . . . . . 21 [193]

Klassifikation 21, Literaturbesprechung 21, Klotzig gestaltete Zellendolomite (Typ A Breccien oder Badeschwammstruktur) 23, Geschichtete Zellendolomite (Typ B) 24.

Einige Mineralien der untersuchten Schichten . . . . . 25 [197]

Kieselsäuremineralien . . . . . 25 [197]

Quarz 25, Amethyst 26, Chalcedon 26, Amorphe Kieselsäure 26, Hornstein 27, Quarzitähnliche Gebilde 28, Herkunft der Kieselsäure 29, Entstehung der Hornsteine 31.

Pseudomorphosen nach Anhydrit . . . . . 32 [204]

Pseudomorphosen nach Glauberit . . . . . 34 [206]

Schwefelkies . . . . . 35 [207]

Kalkspat . . . . . 35 [207]

Seite

Kurze Beschreibung der Oolithe des Mittleren Muschelkalks . . . 35 [207]
Oolithe der mittleren Abteilung . . . . . 35 [207]
Oolithe der oberen Abteilung . . . . . 38 [210]
**B. Paläontologischer Teil** . . . . . 41 [213]
Vorkommen von Fossilien im Mittleren Muschelkalk . . . . . 43 [215]
**Fauna des Mittleren Muschelkalks am östlichen Schwarzwaldrand** . . . . . 44 [216]
Vorkommen (Fauna I und II) . . . . . 44 [216]
Erhaltungszustand . . . . . 45 [217]
Beschreibung der Fauna . . . . . 46 [218]
Plantae . . . . . 46 [218]
Algae 46.
Animalia . . . . . 47 [219]
Foraminifera 47, Spongiae 49, Vermes 50, Brachiopoda 50, Lamellibranchiata 50, Gastropoda 68, Cephalopoda 86, Pisces 86, Reptilia 86.
Tabellarische Uebersicht der beschriebenen Fauna . . . . . 87 [259]
Ueberblick über die Fauna . . . . . 89 [261]
Muscheln 89, Schnecken 90, Brachiopoden 90, Pygmäenfauna 91.
Parallelisierungsversuche . . . . . 92 [264]
**Fauna des unteren Trochitenkalks** . . . . . 93 [265]
Zusammenfassung der Ergebnisse . . . . . 93 [265]
Literaturverzeichnis . . . . . 96 [268]

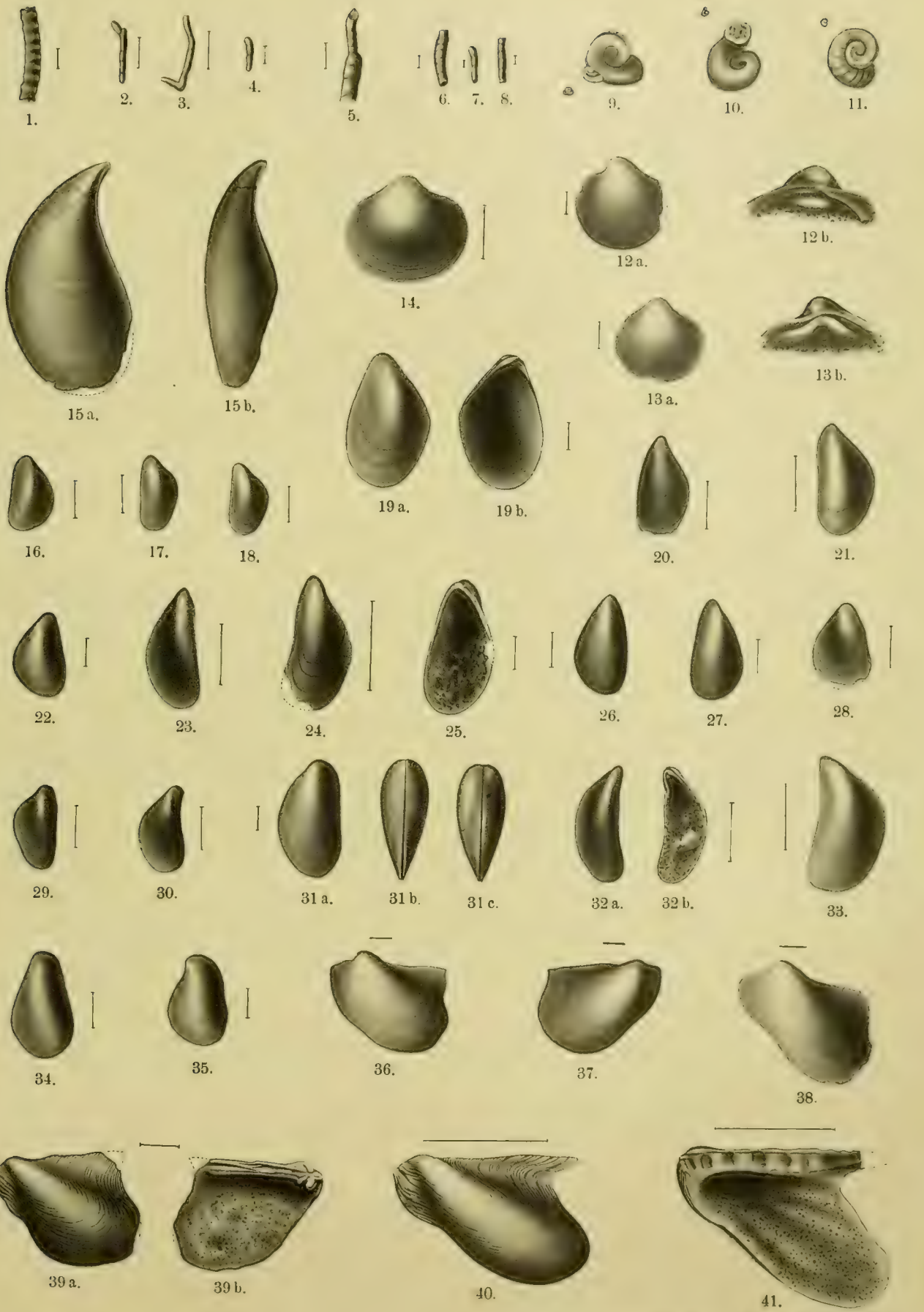
Frommannsche Buchdruckerei (Hermann Pohle) in Jena — 4328

# Erklärung der Tafel I [XII].

(V. Hohenstein, Mittlerer Muschelkalk und unterer Trochitenkalk am östlichen Schwarzwald.)

Fig. 1. *Diplopora lotharingica* Ben. — Haiterbach. S. 47 [219].
Fig. 2—4. *Diplopora* sp. — Unterer Trochitenkalk, Pforzheim. S. 47 [219].
Fig. 5. *Diplopora* sp. — Ostelsheim. S. 47 [219].
Fig. 6—8. *Diplopora* sp. — Haiterbach. S. 47 [219].
Fig. 9—11. *Serpula (Spirorbis) aberrans* n. sp. — Salzstetten. S. 50 [222].
Fig. 12—14 *Gonodon Schmidi* Gein. — Haiterbach. S. 67 [239].
Fig. 12a, b linke Klappe mit Schloß, Fig. 13a, b rechte Klappe mit Schloß.
Fig. 15. *Mytilus [Myalina] eduliformis* v. Schloth. forma *praecursor* Frech. Trochitenkalk (Lumachelle) Weilderstadt. S. 54 [226].
Fig. 16. *Modiola Salzstettensis* n. sp. var. *convexa* n. v. — Haiterbach. S. 56 [228].
Fig. 17, 18. *Modiola Salzstettensis* n. sp. typ. — Salzstetten. S. 55 [227].
Fig. 19. *Modiola Salzstettensis* n. sp. var. *lata* n. v. — „ S. 56 [228].
Fig. 20. „ „ n. sp. var. *plana* n. v. — Weilderstadt. S. 56 [228].
Fig. 21. „ „ n. sp. typ. — Haiterbach. S. 55 [227].
Fig. 22. „ „ n. sp. var. *convexa* n. v. — Wittendorf. S. 56 [228].
Fig. 23. „ „ n. sp. var. *elongata* n. v. — Walddorf. S. 56 [228].
Fig. 24, 25. *Modiola Salzstettensis* n. sp. typ. — Haiterbach. S. 55 [227].
Fig. 26, 27. „ „ n. sp. var. *plana* n. v. — Weilderstadt. S. 56 [228].
Fig. 28. *Modiola Salzstettensis* n. sp. var. *lata* n. v. — Haiterbach. S. 56 [228].
Fig. 29. „ „ n. sp. typ. — „ S. 55 [227].
Fig. 30. „ sp. — „ S. 56 [228].
Fig. 31. „ *Salzstettensis* n. sp. juv. — Walddorf. S. 55 [227].
Fig. 32. „ „ n. sp. var. *elongata* n. v. — „ S. 56 [228].
Fig. 33. *Mytilus [Myalina] eduliformis* v. Schloth. *forma praecursor* Frech juv. — Haiterbach. S. 54 [226].
Fig. 34. *Modiola* sp. — Salzstetten. S. 56 [228].
Fig. 35. „ sp. — Haiterbach. S. 56 [228].
Fig. 36. *Avicula mediocalcis* n. sp., linke Klappe — „ S. 50 [222].
Fig. 37. „ „ n. sp., rechte Klappe — „ S. 50 [222].
Fig. 38. „ „ n. sp., linke Klappe — „ S. 50 [222].
Fig. 39. *Gervillia costata* v. Schloth. — Salzstetten. S. 51 [223].
Fig. 40. „ „ v. Schloth. — „ S. 51 [223].
Fig. 41. „ „ v. Schloth. — „ S. 51 [223].

Mit Ausnahme von Fig. 2—4 und 15 gehören sämtliche Formen dem Mittleren Muschelkalk an.




Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.

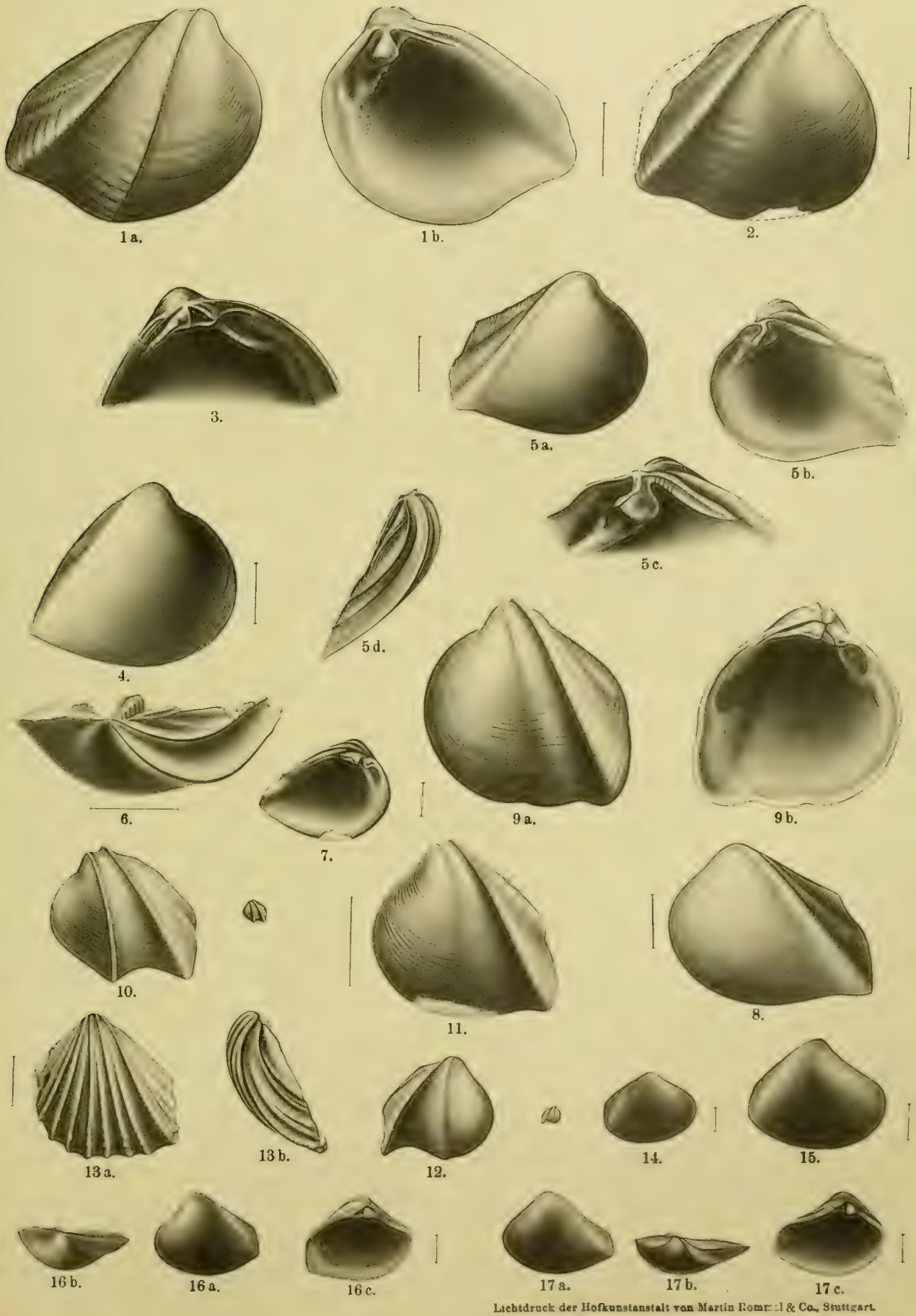
Geolog. u. Palaeont. Abhandlungen
herausgegeben von E. Koken
N. F. Band XII (der ganzen Reihe Bd. XVI.). Taf. XII.
Verlag von Gustav Fischer in Jena.

# Erklärung der Tafel II [XIII].

(V. Hohenstein, Mittlerer Muschelkalk und unterer Trochitenkalk am östlichen Schwarzwald.)

| | | | |
|---|---|---|---|
| Fig. 1 a, b. | *Myophoria vulgaris* v. Schloth., rechte Klappe. | Salzstetten. | S. 57 [229]. |
| Fig. 2. | *Myophoria vulgaris* v. Schloth. var. *semicostata* n. v. | „ | S. 58 [230]. |
| Fig. 3. | „ *laevigata* v. Alb. Schloß der linken Klappe. | Haiterbach. | S. 56 [228]. |
| Fig. 4. | „ „ v. Alb., rechte Klappe. | „ | S. 56 [228]. |
| Fig. 5 a—d. | *Myophoria germanica* n. sp., rechte Klappe mit Schloß. | Salzstetten. | S. 59 [231]. |
| Fig. 6. | *Myophoria germanica*, Schloß, linke Klappe. Trochitenkalk (Lumachelle), | Ostelsheim. | S. 59 [231]. |
| Fig. 7. | „ „ Schloß, linke Klappe. | Haiterbach. | S. 59 [231]. |
| Fig. 8. | „ „ n. sp., linke Klappe. | „ | S. 59 [231]. |
| Fig. 9 a, b. | *Myophoria vulgaris* v. Schloth. var. *semicostata* n. v. | Salzstetten. | S. 58 [230]. |
| Fig. 10. | *Myophoria vulgaris* v. Schloth. | „ | S. 57 [229]. |
| Fig. 11. | „ „ v. Schloth. var. *semicostata* n. v. | „ | S. 58 [230]. |
| Fig. 12. | „ *transversa* Born. juv. | „ | S. 59 [231]. |
| Fig. 13 a, b. | *Myophoria Goldfussi* v. Alb., linke Klappe. Trochitenkalk (Lumachelle), | Weilderstadt. | S. 61 [233]. |
| Fig. 14. | *Myophoriopis (Pseudoc.) plana* n. sp., rechte Klappe. | Haiterbach. | S. 66 [238]. |
| Fig. 15. | „ „ *gregaria* Mstr., rechte Klappe. | „ | S. 66 [238]. |
| Fig. 16 a—c. | *Myophoriopis (Pseudoc.) gregaria* Mstr., linke Klappe mit Schloß. | Salzstetten. | S. 66 [238]. |
| Fig. 17 a—c. | „ „ *Sandbergeri* Phil., linke Klappe mit Schloß. | „ | S. 65 [237]. |

Mit Ausnahme von Fig. 6 und 13 gehören sämtliche Formen dem Mittleren Muschelkalk an.



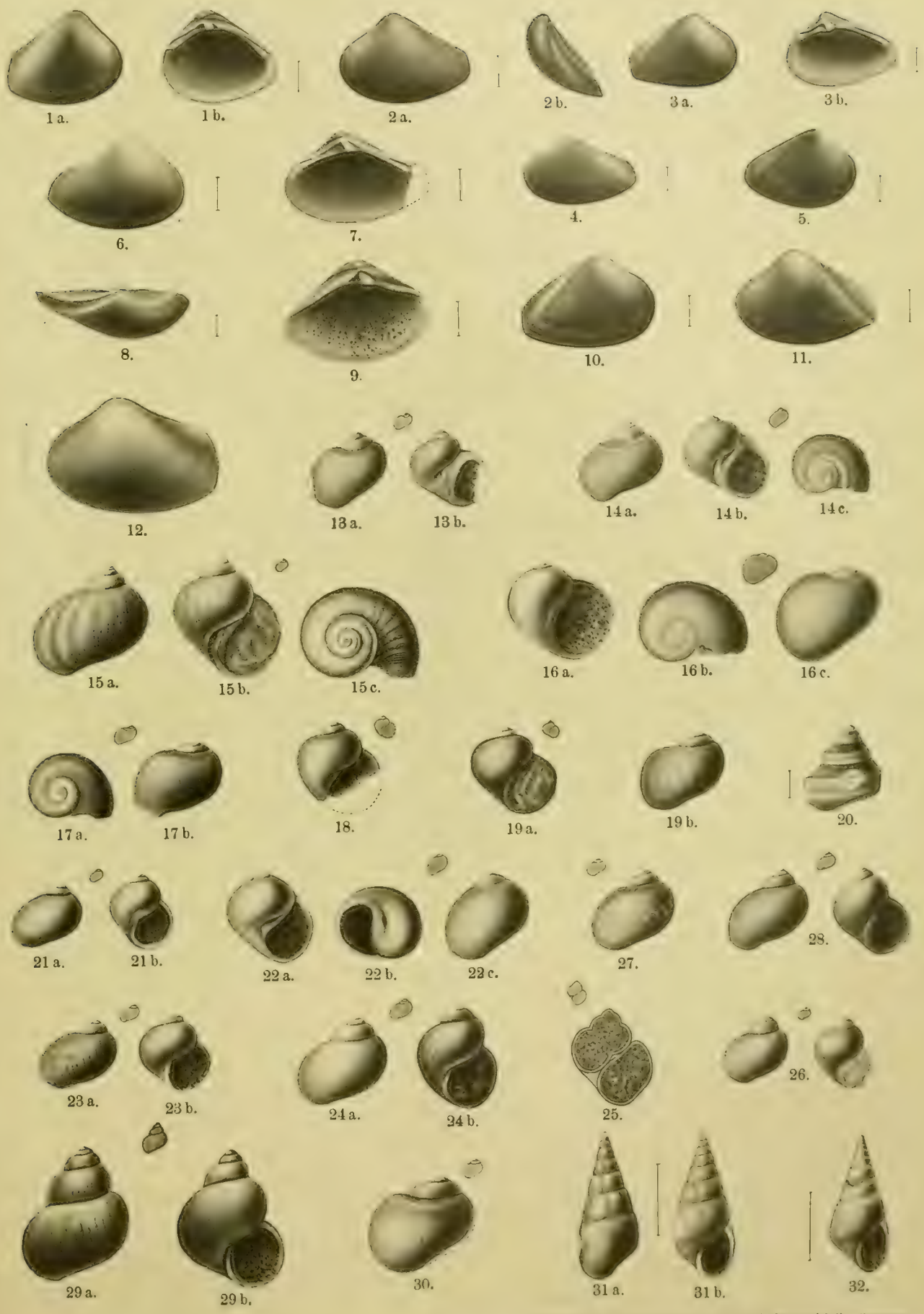

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.

# Erklärung der Tafel III [XIV].

(V. Hohenstein, Mittlerer Muschelkalk und unterer Trochitenkalk am östlichen Schwarzwald.)

| | | | |
|---|---|---|---|
| Fig. 1a, b. | *Myophoriopis (Pseudoc.) gregaria* Mstr., rechte Klappe mit Schloß. | Salzstetten. | S. 66 [238]. |
| Fig. 2a, b. | „ „ *Sandbergeri* Phil., linke Klappe, gerundete Arealkante | Walddorf. | S. 65 [237]. |
| Fig. 3a, b. | „ „ *nuculiformis* Zenk., rechte Klappe mit Schloß | Salzstetten. | S. 65 [237]. |
| Fig. 4. | „ „ „ Zenk., linke Klappe. | Walddorf. | S. 65 [237]. |
| Fig. 5. | „ „ „ Zenk., rechte Klappe. | Haiterbach. | S. 65 [237]. |
| Fig. 6. | „ „ *Sandbergeri* Phil., rechte Klappe. | „ | S. 65 [237]. |
| Fig. 7, 8. | „ „ „ Phil., rechte Klappe mit Schloß. | Salzstetten. | S. 65 [237]. |
| Fig. 9. | „ „ „ Phil., linke Klappe mit Schloß. | „ | S. 65 [237]. |
| Fig. 10. | „ „ „ Phil., rechte Klappe. | „ | S. 65 [237]. |
| Fig. 11. | „ „ „ Phil., linke Klappe. | Weilderstadt. | S. 65 [237]. |
| Fig. 12. | *Pleuromya (Homomya)* sp. | Haiterbach. | S. 68 [240]. |
| Fig. 13a, b. | *Hologyra Eyerichi* Noetl. | Salzstetten. | S. 69 [241]. |
| Fig. 14a, b, c. | *Hologyra amabilis* n. sp. | Salzstetten. | S. 69 [241]. |
| Fig. 15a, b, c. | *Naticella Langi* n. sp. | Salzstetten. | S. 72 [244]. |
| Fig. 16a, b, c. | *Naticopsis illita* Qu. | Haiterbach. | S. 70 [242]. |
| Fig. 17a, b. | *Naticopsis mediocalcis* n. sp. | Weilderstadt. | S. 70 [242]. |
| Fig. 18. | „ „ n. sp. | „ | S. 70 [242]. |
| Fig. 19a, b. | „ „ n. sp. | „ | S. 70 [242] |
| Fig. 20. | *Worthenia* sp. | Haiterbach. | S. 68 [240]. |
| Fig. 21a, b. | *Neritaria comensis* M. Hoern. var. *candida* Kittl. | Walddorf. | S. 71 [243]. |
| Fig. 22a, b, c. | *Neritaria* cf. *Mandelslohi* Klipst. | Salzstetten. | S. 71 [243]. |
| Fig. 23a, b. | „ *comensis* M. Hoern. var. *papilio* Stopp. | „ | S. 71 [243]. |
| Fig. 24a, b. | *Cryptonerita elliptica* Kittl. | Weilderstadt. | S. 73 [245]. |
| Fig. 25. | „ „ Kittl., resorbierte Windungen. | Haiterbach. | S. 73 [245]. |
| Fig. 26a, b. | „ „ Kittl. | Flözlingen. | S. 73 [245]. |
| Fig. 27. | „ „ Kittl., subcorticale Schalenstruktur. | Haiterbach. | S. 73 [245]. |
| Fig. 28a, b. | „ „ Kittl. | Salzstetten. | S. 73 [245]. |
| Fig. 29a, b. | *Acilia gracilis* Haeb. | Haiterbach. | S. 74 [246]. |
| Fig. 30. | *Trachynerita* sp. | Weilderstadt. | S. 72 [244]. |
| Fig. 31a, b. | *Undularia (Toxoconcha) mediocalcis* n. sp. | Haiterbach. | S. 81 [253]. |
| Fig. 32. | *Undularia (Toxoconcha) Brochii* Stopp. var. *conoidea* n. var. | „ | S. 81 [253]. |

Sämtliche Formen gehören dem Mittleren Muschelkalk an.




Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.

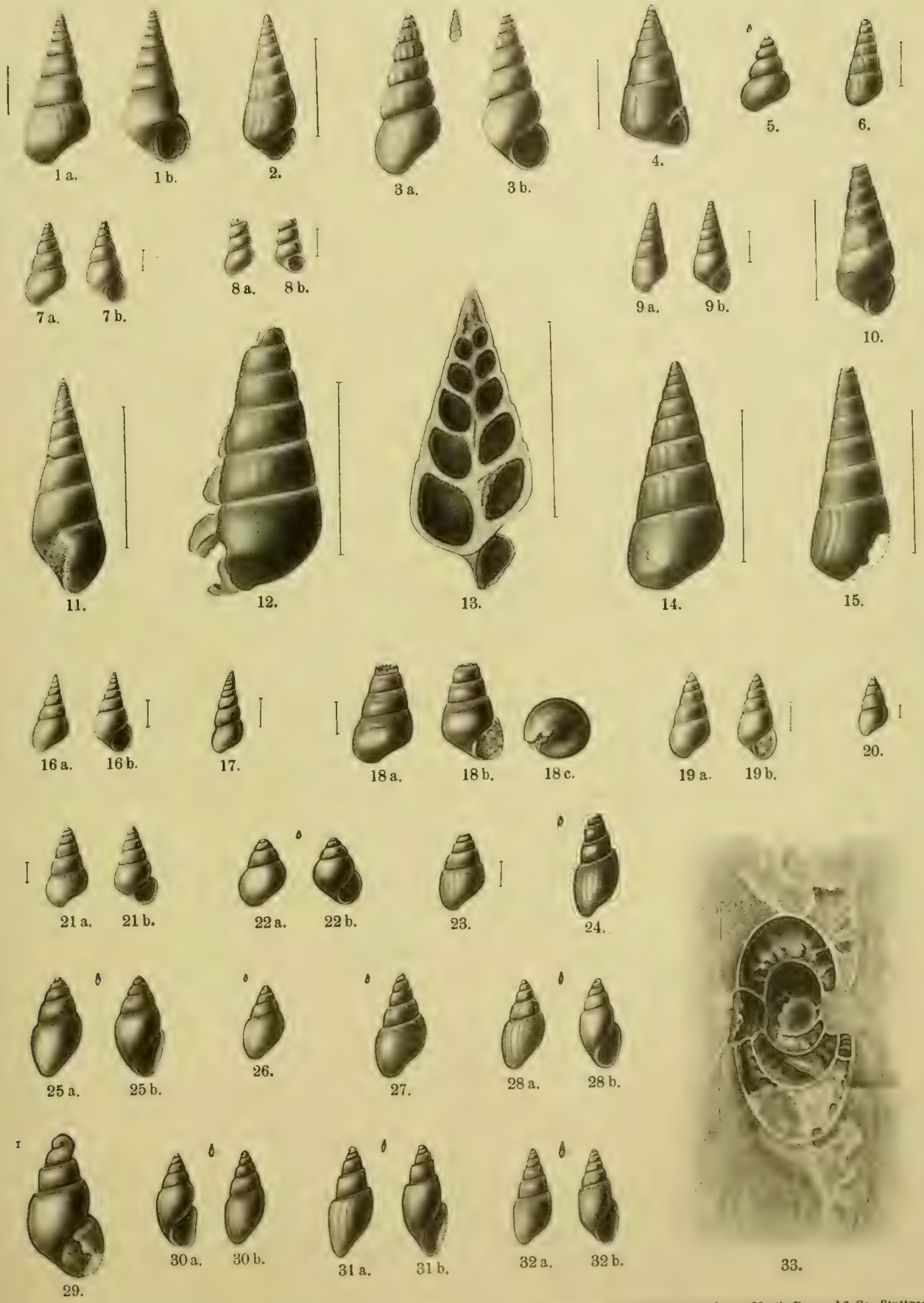
Geolog. u. Palaeont. Abhandlungen
herausgegeben von E. Koken
N. F. Band XII (der ganzen Reihe Bd. XVI). Taf. XIV.
Verlag von Gustav Fischer in Jena.

# Erklärung der Tafel IV [XV].

(V. Hohenstein, Mittlerer Muschelkalk und unterer Trochitenkalk am östlichen Schwarzwald.)

| | | | |
|---|---|---|---|
| Fig. 1 a, b. | *Loxonema mediocalcis* n. sp. | Haiterbach. | S. 76 [248]. |
| Fig. 2. | *Undularia (Toxoconcha) Brochii* Stopp. typ. | „ | S. 81 [253]. |
| Fig. 3. | *Loxonema (Anoptychia) Janus* Kittl. | Salzstetten. | S. 75 [247]. |
| Fig. 4. | *Undularia (Toxoconcha) Brochii* Stopp. var. *brevis* Kittl. | „ | S. 81 [253]. |
| Fig. 5. | *Omphaloptycha gracillima* Kok., var. *suevica* n. v. | Weilderstadt. | S. 78 [250]. |
| Fig. 6. | *Undularia (Toxoconcha) Brochii* Stopp. typ. juv. | Haiterbach. | S. 81 [253]. |
| Fig. 7. | *Omphaloptycha Abnobae* n. sp. | Salzstetten. | S. 79 [251]. |
| Fig. 8. | *Loxonema (Polygyrina) Lomelli* Mstr. | Haiterbach. | S. 75 [247]. |
| Fig. 9. | *Undularia (Toxoconcha) siliquoolithica* n. sp. juv. | „ | S. 81 [253]. |
| Fig. 10. | *Loxonema* sp. | „ | S. 75 [247]. |
| Fig. 11. | *Undularia (Toxoconcha) siliquoolithica* n. sp. | Walddorf. | S. 81 [253]. |
| Fig. 12. | „ „ *Brochii* Stopp. var. *brevis* Kittl. | Haiterbach. | S. 81 [253]. |
| Fig. 13. | „ „ „ „ „ „ „ | „ | S. 81 [253]. |
| Fig. 14. | „ „ „ „ „ „ „ | „ | S. 81 [253]. |
| Fig. 15. | „ „ „ Stopp. typ. | „ | S. 81 [253]. |
| Fig. 16 a, b. | *Omphaloptycha Kepleri* n. sp. | „ | S. 77 [249]. |
| Fig. 17. | *? Euchrysalis (Coelochrysalis) germanica* n. sp. | „ | S. 82 [254]. |
| Fig. 18 a, b, c. | *Coelostylina Ecki* n. sp. | „ | S. 76 [248]. |
| Fig. 19 a, b. | „ cf. *Waageni* Kittl. | Weilderstadt. | S. 77 [249]. |
| Fig. 20. | „ „ „ Kittl. | „ | S. 77 [249]. |
| Fig. 21 a, b. | *Omphaloptycha* cf. *Strombecki* Dunk. | „ | S. 78 [250]. |
| Fig. 22 a, b. | *Coelostylina pygmaea* n. sp. | Salzstetten. | S. 77 [249]. |
| Fig. 23. | „ *signata* Kok. | Haiterbach. | S. 76 [248]. |
| Fig. 24. | *Actaeonina Kokeni* n. sp. | Weilderstadt. | S. 85 [257]. |
| Fig. 25 a, b. | *Actaeonina mediocalcis* n. sp. | Salzstetten. | S. 85 [257]. |
| Fig. 26. | „ sp. | „ | S. 86 [258]. |
| Fig. 27. | „ *Vilae* n. sp. | Weilderstadt. | S. 85 [257]. |
| Fig. 28 a, b. | „ *alsatica* Kok. | Salzstetten. | S. 85 [257]. |
| Fig. 29. | „ *Kokeni* n. sp., Jugendexemplar. Embryonalgewinde 25 mal vergrößert. | Weilderstadt. | S. 85 [257]. |
| Fig. 30 a, b. | „ *alsatica* Kok. | „ | S. 85 [257]. |
| Fig. 31 a, b. | „ *scalaris* Mstr. var. *gracilis* n. v. | Salzstetten. | S. 84 [256]. |
| Fig. 32. | „ *Kokeni* n. sp. typ. | „ | S. 85 [257]. |
| Fig. 33. | *Arcestes* sp. | Weilderstadt. | S. 86 [258]. |

Sämtliche Formen gehören dem Mittleren Muschelkalk an.




Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.

Geolog. u. Palaeont. Abhandlungen
herausgegeben von E. Koken
N. F. Band XII (der ganzen Reihe Bd. XVI). Taf. XV.
Verlag von Gustav Fischer in Jena.

# Erklärung der Tafel V [XVI].

(V. Hohenstein, Mittlerer Muschelkalk und unterer Trochitenkalk am östlichen Schwarzwald.)

Fig. 1. *Rhizocorallium.* $^1/_2$ nat. Gr. Egenhauser Kapf. S. 49 [221].

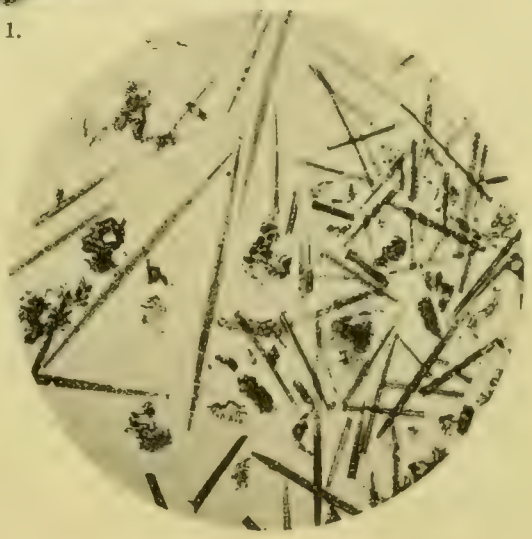
Fig. 2. Stabnadeln von Silicispongien mit mehr oder weniger stark angegriffenem Achsenkanal; letzterer teilweise mit Opal erfüllt. Quarzkristalle, Chalcedonkörner. Vergrößerung 18-fach. Unterer Trochitenkalk, Pforzheim. S. 49 [221].

Fig. 3, 4. Lose Oolithe mit *Hyperammina suevica* n. sp. (obere Abteilung.) Oolithe durch *Hyperammina* überwuchert oder miteinander verwachsen. Fig. 4 unten mit 5 ovalen Oolithen. Vergrößerung 10-fach. Haiterbach. S. 40 [212].

Fig. 5. *Hyperammina suevica* n. sp. mit kugeliger (oberhalb und rechts der Mitte) oder flaschenförmiger (rechts unten gegen den Rand) Anfangsblase. Haiterbach. S. 40 [212].

1.

3.



2.

4.

5.

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.

Geolog. u. Palaeont. Abhandlungen
herausgegeben von E. Koken
N. F. Band XII (der ganzen Reihe Bd. XVI.). Taf. XVI.
Verlag von Gustav Fischer in Jena.

# Erklärung der Tafel VI [XVII].

(V. Hohenstein, Mittlerer Muschelkalk und unterer Trochitenkalk am östlichen Schwarzwald.)

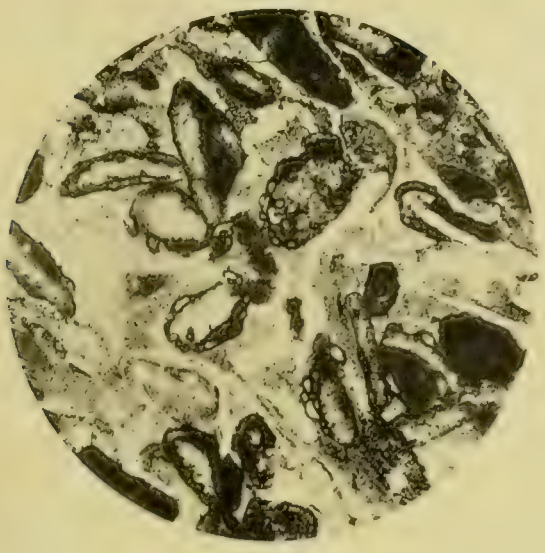
Fig. 1. 2. Hangendes der Hornsteinbank (mittlere Abteilung). Weilderstadt. *Hyperammina suevica* n. sp., lose Knäuel bildend oder Oolithe, Muschelschalen etc. umkrustend. Oolithoide; starke Umkristallisation! Vergrößerung 25-fach. S. 36 [208].

Fig. 3. Kieseloolith der Hornsteinbank (mittlere Abteilung). Merklingen bei Weilderstadt. Scheibenförmige Oolithe mit feiner Zonarstruktur. *Hyperammina suevica* als Kern oder den Zonen der Oolithe aufgelagert. Feine Schichtung. Zierliche Bänderung. Vergrößerung 20-fach. S. 35 [207].

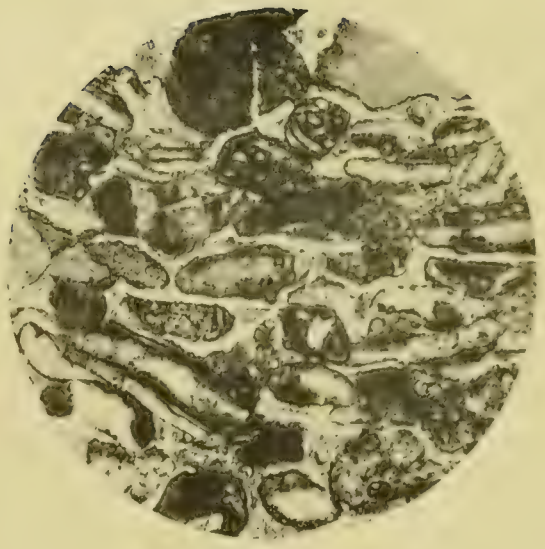
Fig. 4. Kieseloolith der mittleren Abteilung. Aidlingen, O.-A. Böblingen. *Hyperammina suevica* als Kern oder auf zonaren Lagen der Oolithe. Radialfaserige Struktur rechts oben. Rhomboeder. Vergrößerung 25-fach. S. 38 [210].

Fig. 5. Kieseloolith der Hornsteinbank (mittlere Abteilung). Weilderstadt (Gewand Feuerstein) bei + Nicols; Chalcedon eine Kluft ausheilend; achatartige Bildung. Links Oolithe, die aus grob- bis feinkörnigem (häufiger) Quarz bestehen; im Anschluß daran die Kluftausfüllung: Absätze von Chalcedon (Zonen *a—d*), die verschieden struiert, aber einheitlich orientiert sind; darauf folgt grobkristalliner Quarz. Vergrößerung 18-fach. S. 26 [198].

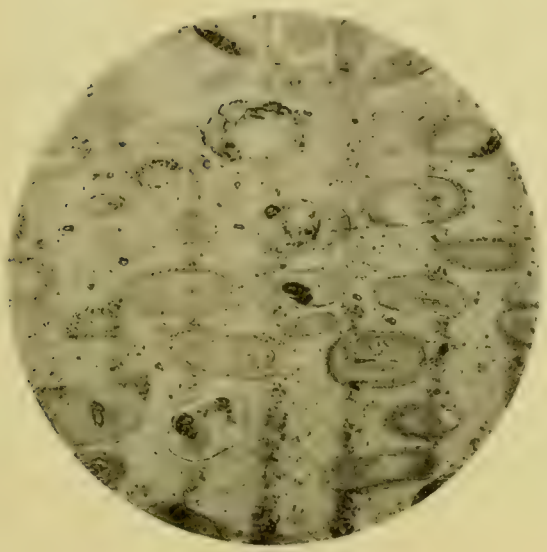
Fig. 6. Kieseloolith der Hornsteinbank (mittlere Abteilung). Weilderstadt (Gewand Feuerstein) bei + Nicols. Oolithe aus dichter Quarzmasse, Zwischenräume aus Chalcedon (zahlreiche Interferenzfiguren). Stängelige Orientierung (Chalcedon) senkrecht zur Oberfläche der Oolithe. Vergrößerung 25-fach. S. 26 [198] und S. 36 [208].



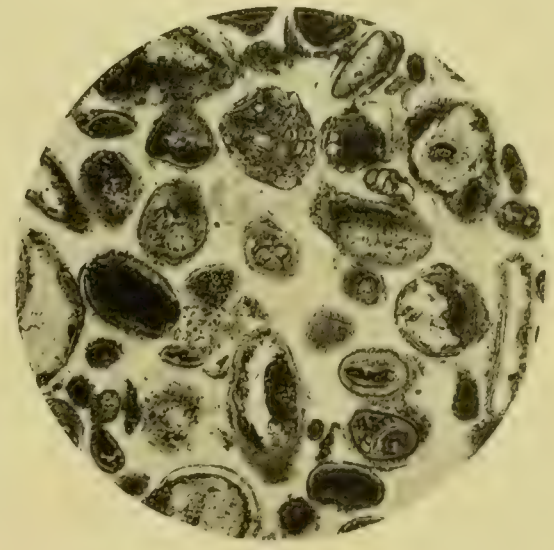
1.



2.

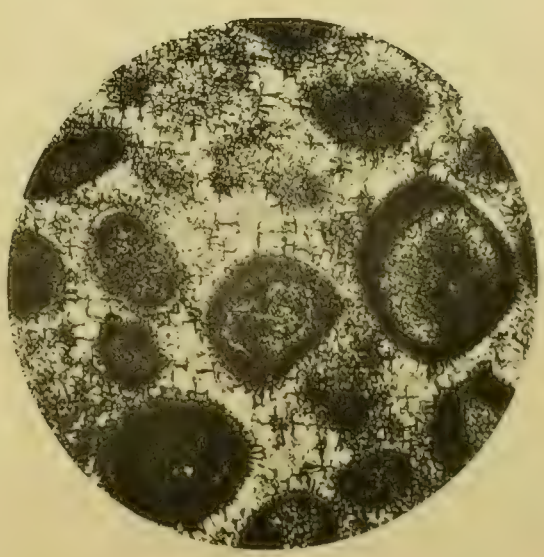


3.



4.

5.



6.

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.

Geolog. u. Palaeont. Abhandlungen
herausgegeben von E. Koken
N. F. Band XII (der ganzen Reihe Bd. XVI). Taf. XVII.
Verlag von Gustav Fischer in Jena.

# Erklärung der Tafel VII [XVIII].

(V. Hohenstein, Mittlerer Muschelkalk und unterer Trochitenkalk am östlichen Schwarzwald.)

Fig. 1, 2. Nadelförmige Pseudomorphosen von Chalcedon nach Anhydrit in blaugrauen dünnbankigen Hornsteinen. Alt-Hengstett. Mittlere Abteilung. Vergrößerung 40-fach. S. 33 [205].

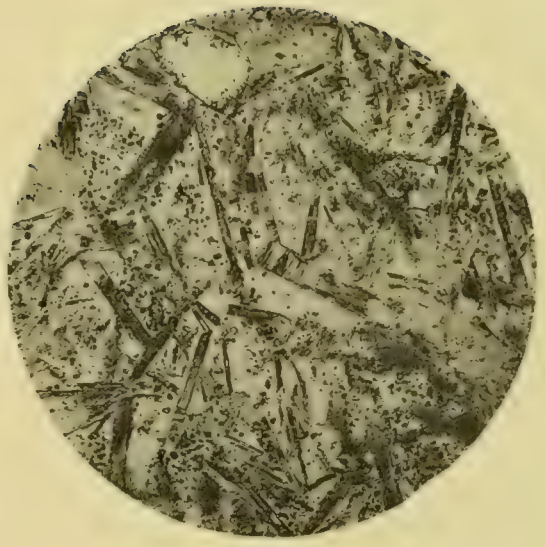
Fig. 3. Kieseloolith, Hornstein (mittlere Abteilung) vom Egenhauser Kapf. Oolithe mit Zonarstruktur; außerdem noch kleine schlierenförmige (zerquetschte?) Gebilde. Nadelförmige Pseudomorphosen nach Anhydrit. Vergrößerung 40-fach. S. 37 [209].

Fig. 4. Kieseloolith, Hornstein (mittlere Abteilung). Römlinsdorf. Oolithe zonar gebaut. Nadelförmige Pseudomorphosen von Chalcedon nach Anhydrit. Vergrößerung 25-fach. S. 37 [209].

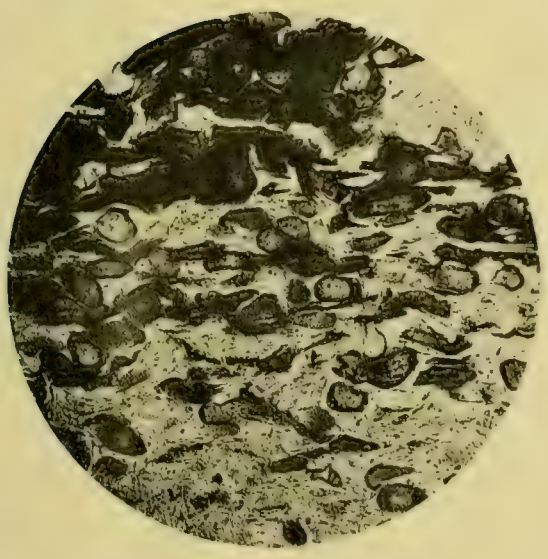
Fig. 5. Kieseloolith, Hornstein (mittlere Abteilung). Dornstetten bei Freudenstadt. Foraminiferen, Grundmassebrocken oder Sphärolithe (bis zu 5) als Kern der Oolithe. (Fossiloolithe und massive Oolithe Gaub.) Querschnitte von Kieselnadeln, deren Achsenkanal zum Teil mit Opal erfüllt ist. Nadelförmige Pseudomorphosen von Chalcedon nach Anhydrit. Vergrößerung 40-fach. S. 37 [209].

Fig. 6. Kieseloolith der Hornsteinbank (mittlere Abteilung). Weilderstadt. Scheibenförmige Oolithe. Zonarstruktur zum Teil verwischt. *Hyperammina suevica*! Vergrößerung 25-fach. S. 36 [208].

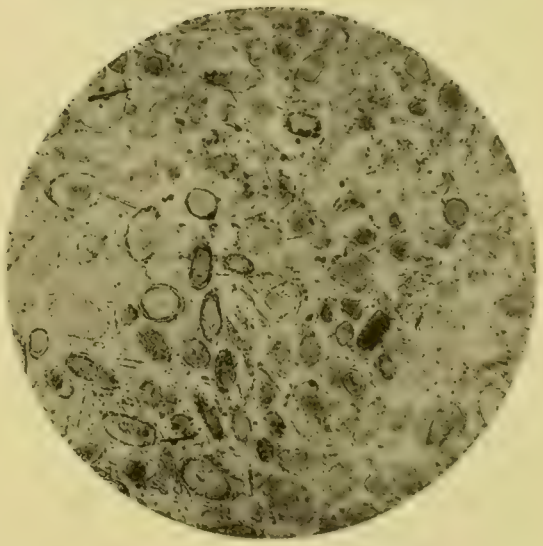
1.



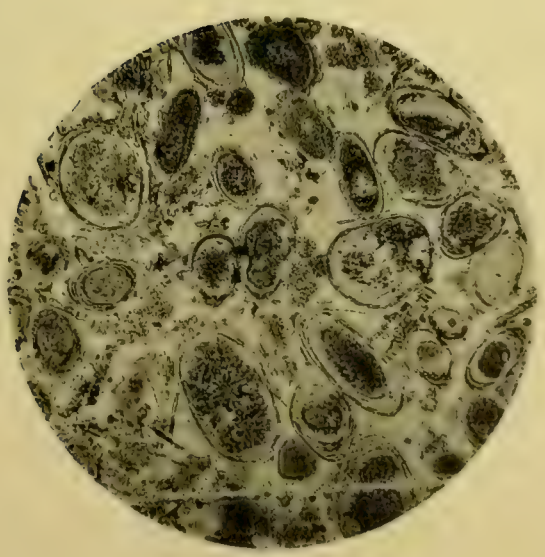
2.



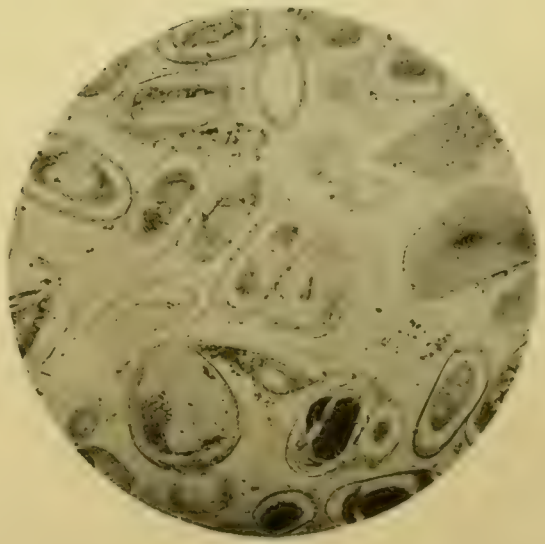
3.



4.



5.



6.

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.

Geolog. u. Palaeont. Abhandlungen
herausgegeben von E. Koken
N. F. Band XII (der ganzen Reihe Bd. XVI). Taf. XVIII.
Verlag von Gustav Fischer in Jena.

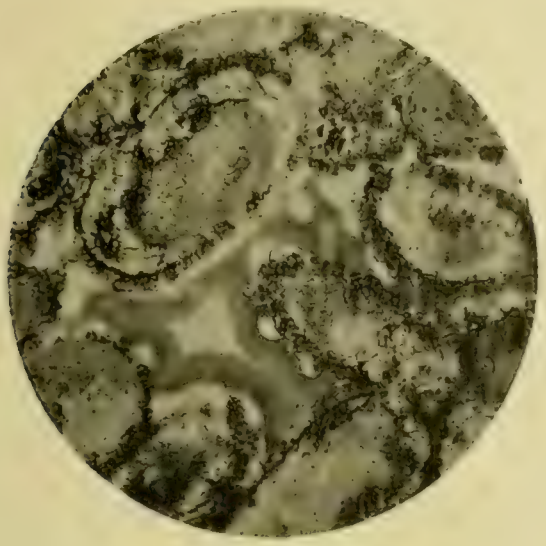
# Erklärung der Tafel VIII [XIX].

(V. Hohenstein, Mittlerer Muschelkalk und unterer Trochitenkalk am östlichen Schwarzwald.)

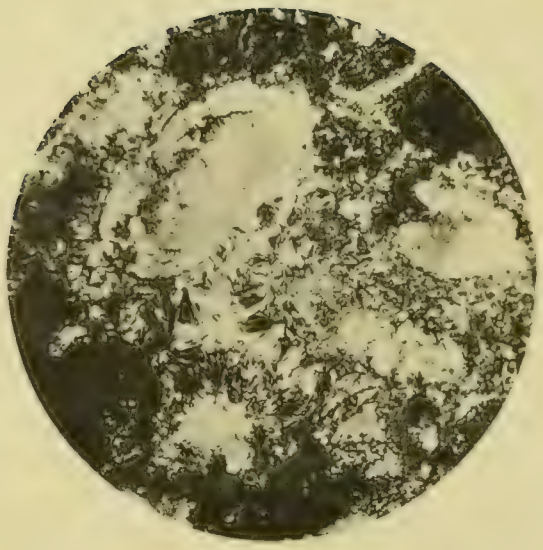
Fig. 1, 2. Teilweise verkieselter Oolith der Hornsteinbank (mittlere Abteilung). Weilderstadt.
Fig. 1 ohne + Nicols
Fig. 2 mit + Nicols
deutlich die Verdrängung des Karbonats durch Kieselsäure zeigend;
Einige Oolithe sind verkieselt (dichter Quarz), andere bestehen aus Calcit (kristallographisch einheitlich orientiert). Verdrängung in rhomboedrischer Begrenzung. Chalcedon die Zwischenräume der Oolithe ausfüllend. Rostfarbige Calcit-Rhomboeder umsäumen die karbonatischen Oolithe. Vergrößerung 45-fach. S. 36 [208].

Fig. 3. Calcitoolith (obere Abteilung). Egenhauser Kapf. Konzentrisch-schaliger und radialfaseriger Bau der Oolithe, daneben noch umkristallisierte Oolithe. *Hyperammina suevica* n. sp. in Oolithen, häufig mehrere Oolithe verschweißend. Vergrößerung 25-fach. S. 39 [211].

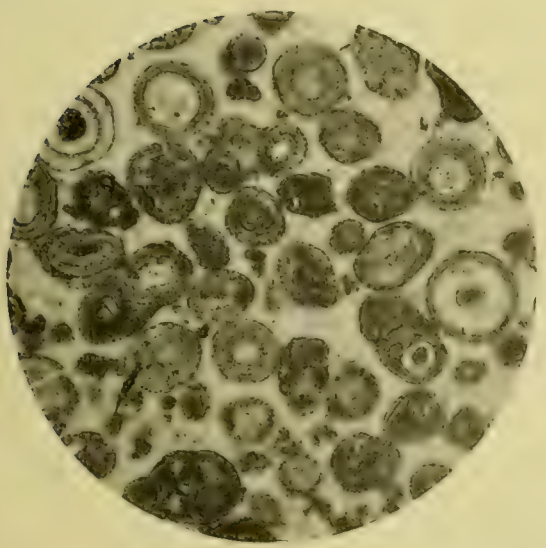
Fig. 4, 5, 6. Kieseloolith. Hornsteinknolle in dolomitischem Kalk (obere Abteilung). Haiterbach. Karbonat in den Oolithen oder in den Zwischenräumen derselben reichlich vorhanden.
Fig. 4 bei + Nicols, oben im Bild ein intakter karbonatischer Oolith mit schwachem Interferenzkreuz. Vergrößerung 40-fach.
Fig. 5 ohne + Nicols, Fig. 6 bei + Nicols.
Karbonat ist in den Oolithen sehr häufig zonar erhalten; seltener sind noch völlig intakte Karbonatoolithe. Bei Fig. 6 unten zeigt ein karbonatischer Kern ein schwaches Interferenzkreuz. Die Zwischenmasse (Cement) der Oolithe enthält zahlreiche gerundete Karbonatkörnchen, die besonders in den randlichen Partien von Fig. 5 deutlich zu erkennen sind. Vergrößerung 25-fach. Haiterbach. S. 39 [211].



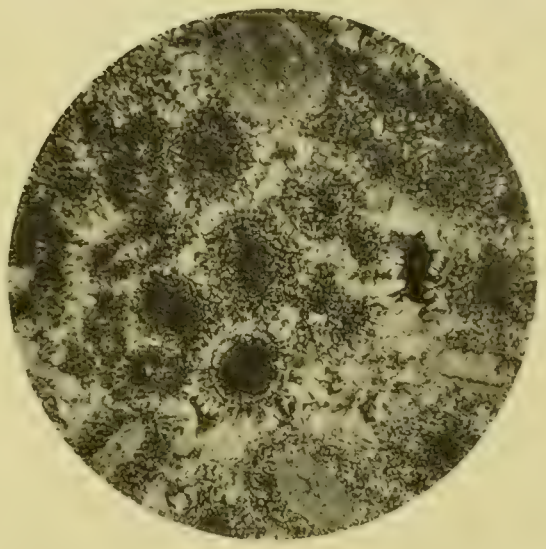
1.



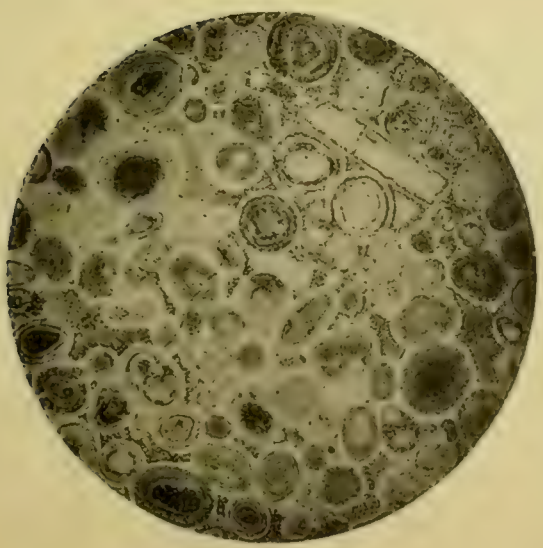
2.



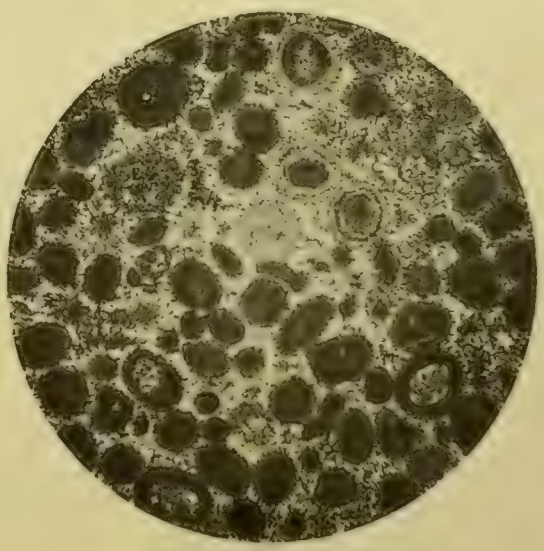
3.



4.



5.



6.

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.

Geolog. u. Palaeont. Abhandlungen
herausgegeben von E. Koken
N. F. Band XII (der ganzen Reihe Bd. XVI). Taf. XIX.
Verlag von Gustav Fischer in Jena.

GEOLOGISCHE UND PALÆONTOLOGISCHE ABHANDLUNGEN

HERAUSGEGEBEN VON

J. F. POMPECKJ UND FR. FREIH. VON HUENE

NEUE FOLGE BAND 12. (DER GANZEN REIHE BAND 16.) HEFT 3

# BEITRÄGE ZUR STRATIGRAPHIE UND BILDUNGSGESCHICHTE DES OBEREN HAUPTMUSCHELKALKS UND DER UNTEREN LETTENKOHLE IN FRANKEN

VON

GEORG WAGNER

AUS KÜNZELSAU (WÜRTTEMBERG)

MIT 9 TAFELN UND 31 TEXTABBILDUNGEN

JENA

VERLAG VON GUSTAV FISCHER

1913

Alle Rechte vorbehalten.

# Beiträge zur Stratigraphie und Bildungsgeschichte des oberen Hauptmuschelkalks und der unteren Lettenkohle in Franken.

Von

**Georg Wagner,** Künzelsau (Württemberg).

Motto: Das lebhafteste Vergnügen, das ein vernünftiger Mensch in der Welt haben kann, ist, neue Wahrheiten zu entdecken; das nächste nach diesem ist, alte Vorurteile los zu werden.

Friedrich der Große.

## Einleitung.

Die Anregung zu der vorliegenden Arbeit gab mir mein hochverehrter Lehrer, Herr Professor Dr. Ernst von Koken. Er wies mich besonders auf die Gekrösekalke von Wimpfen hin. Zu einer befriedigenden Erklärung derselben waren einerseits ein tieferes Eindringen in die Entstehung der Schichten, andererseits aber auch vergleichend stratigraphische Untersuchungen notwendig. Gerade bei der Feststellung der Ausdehnung der Gekrösekalke stieß ich immer wieder auf neue Probleme der Schichtenvergleichung und der Schichtenentstehung, die eine Lösung verlangten und dadurch wieder die Grenzen des Untersuchungsgebietes weiter hinausrückten. So verfolgte ich den Muschelkalk nach Südosten bis in seine letzten Ausläufer zwischen den Keuperbergen, und im Westen bildete das Rheintal einen natürlichen Abschluß. Im Norden drang ich über Würzburg hinaus bis zum Werngrund vor, während im Südwesten Enz und Neckar nur selten überschritten wurden, da der Muschelkalk dieser Gegend von anderer Seite eine eingehende Bearbeitung erfahren wird. Mein Untersuchungsgebiet ist also im wesentlichen das Land fränkischer Zunge: württembergisch, badisch und bayrisch Franken.

Mit der Arbeit begann ich im Frühjahr 1910, und die wichtigsten Funde der weitausgedehnten Wanderungen in diesem Jahr bringt das Centralblatt für Mineralogie etc. 1910. No. 23 als vorläufige Mitteilung. Die Streifzüge im Frühjahr 1911 galten besonders den umstrittenen Gebieten der auskeilenden Grenzschichten und des *Trigonodus*-Dolomits sowie der durchgehenden Verfolgung der gefundenen Leithorizonte und der Ceratitenfrage. Die wesentlichsten Ergebnisse sind im Centralblatt für Mineralogie 1911. No. 13 veröffentlicht. Der Vervollständigung der Längsprofile und der Uebersichtskarte der alten Küstenlinien sowie der Nachprüfung der aufgenommenen Profile waren später und sind auch jetzt noch meine geologischen Wanderungen gewidmet.

Möglichste Vollständigkeit und Genauigkeit wurde angestrebt. Ueber 1000 Aufschlüsse wurden besucht, in strittigen Gebieten alle auffindbaren. Mehr als 400 Profile wurden aufgenommen, von denen

die Arbeit nur eine Auswahl bringen kann. Wenn trotz aller Sorgfalt und Mühe sich doch noch Fehler eingeschlichen haben sollten, so hoffe ich sie später, soweit es mir möglich ist, selbst richtigzustellen. Denn die außerordentliche Schwierigkeit der Schichtenvergleichung im Muschelkalk war und ist die Ursache mancher Irrtümer, die daher hier viel häufiger vorkommen als im Jura. Dazu kann bei den großen körperlichen Anstrengungen der Geist nicht immer die volle Frische bewahren, und bei einem Marsch von 40—60 km durch so viel steile, tiefe Muschelkalktäler ist auch einmal eine unrichtige Messung, eine ungenaue Angabe oder eine schiefe Auffassung nicht ausgeschlossen. Durch wiederholtes Aufsuchen fast sämtlicher Profile habe ich versucht, diese Fehlerquellen möglichst auszuschalten und vorhandene Ungenauigkeiten auszumerzen. Die fortschreitende Kenntnis der Schichten beseitigt auch sowieso Fehler, die am Anfang der Untersuchungen nicht zu vermeiden waren. Für dringend nötig halte ich es, hier wie auch sonst zu scheiden zwischen Hypothese und Tatsache, zwischen Beobachtetem und Geschlossenem, zwischen Vermutung und Sicherem, um so späteren Geschlechtern die Arbeit zu erleichtern und ihnen zu zeigen, was sie als Bausteine verwenden können, und wo sie noch Lücken auszufüllen haben.

Mit Freude erfülle ich die liebe Pflicht, auch an dieser Stelle meinem hochgeschätzten Lehrer, Herrn Professor Dr. Ernst von Koken, meinen aufrichtigen Dank auszusprechen für all das, was er mir bei meiner Arbeit als Mensch und Lehrer war, für das rege Interesse, das er ihr stets entgegenbrachte, für so manchen Rat, den er mir erteilte, für so manche Anregung, die seine stets Neues bietenden Vorlesungen und Exkursionen uns allen gaben, für die immer gleich bleibende Freundlichkeit und Güte, mit welcher der Vielbeschäftigte dem jungen suchenden Geologen entgegenkam. Bereitwilligst stellte er mir auch die Beobachtungen und Profile, die er bei der Kartierung von Kochendorf gesammelt hatte, sowie die alten Tagebücher von Hildebrand (Blatt Hall und Künzelsau) zur Verfügung. Auch Herrn Privatdozent Dr. Richard Lang bin ich zu Dank verpflichtet für manchen Rat und manche Kritik, die dem werdenden Geologen von großem Wert sind, und für den regen Anteil, den er an meinen Untersuchungen nahm. Herrn Professor Dr. E. W. Benecke, Straßburg, Herrn Oberamtsrichter Dr. Bertsch, Crailsheim, Herrn Hofrat Blezinger, Crailsheim, und der Verwaltung des Salzwerks Heilbronn danke ich für freundliche Auskunft. Allen meinen lieben Freunden und Wandergesellen sei auch hier herzlich gedankt für ihre Begleitung und für ihr Interesse am Gedeihen meiner Arbeit. Besonderen Dank schulde ich meinem Freunde Fritz Keitel, der mich bei meinen Streifzügen im Tauber- und Maingebiet treulich begleitete und mir dabei wertvolle Hilfe leistete. Bei der Herstellung eines Teiles der Zeichnungen und Photographien haben mir meine Freunde E. Hafner und E. Silber gute Dienste erwiesen.

Das freundliche Entgegenkommen und das rege Interesse der Franken erleichterten mir die Arbeit. Mit Freude gedenke ich hier der fränkischen Bürger und Bauern, besonders im Tauber- und Maingebiet, die willig und freundlich dem Wandernden die Aufschlüsse auf viele Stunden im Umkreis angaben. Nur in einigen ehemals geistlichen Gebieten bereitete eine mißtrauische Bevölkerung dem suchenden Geologen viel Verdruß und machte Untersuchungen fast unmöglich. Zum Glück waren dies seltene Ausnahmen.

Mit vieler Liebe habe ich mich dieser Arbeit hingegeben. Möge sie auch andern einen Teil der Freude bereiten, die mir das Forschen und Finden bot. Denn zu den schönsten Stunden gehören doch die, wo nach langem Ringen und Kämpfen mit einem Schlage alles klar wird und sich zu einem

schönen, einheitlichen Bilde gestaltet. Und wenn der suchende Geologenjünger an dem Punkte angelangt ist, wo er nicht mehr bloß Steine sieht und nach Versteinerungen jagt, sondern wo er aus seiner Erinnerung Hunderte von Aufschlüssen zum Vergleich heranziehen kann und so das alte wogende Meer mit seiner Lebewelt erblickt und das einstige Festland vor seinem Auge auftauchen sieht, dann sind Kampf und Mühe vergessen. Die Natur hat ihm einen Einblick in ihre Geheimnisse gewährt, und er genießt die edle, reine Freude des Schauens.

Der Muschelkalk und überhaupt die Trias Frankens ist in den letzten zwei Jahrzehnten ziemlich stiefmütterlich behandelt worden. Denn der Stratigraph fand lohnendere Arbeit im versteinerungsreichen Jura, wo auch die reiche Mannigfaltigkeit und die schöne Erhaltung der Fossilien das Herz des Paläontologen erfreuen. Demgegenüber mußte der Muschelkalk bescheiden zurücktreten; denn er kargt mit seinen Schätzen und gibt sie nicht überall und nicht jedem preis. Die Sammler allerdings ließen sich dadurch nicht abhalten; sie strömten in Scharen nach einigen wenigen, als „fossilreich“ angepriesenen Aufschlüssen, so besonders nach Crailsheim, um Bonebed und Trochitenkalk auszubeuten, um Seelilien, Seesterne und Krebse zu erwerben. Sonst blieben unsere stillen, schönen Muschelkalktäler meist vor einer derartigen Ueberschwemmung bewahrt — nicht zum Leide des Stratigraphen —, denn jenen ist ja die Versteinerung alles, die Schicht aber völlig Nebensache. Weitab von den Hauptverkehrslinien fand ich manchen Aufschluß, den seit vielen Jahren keines Geologen Fuß betreten hatte.

Zu einer wissenschaftlichen Durchforschung führte zuerst an der Kochermündung das praktische Interesse an den Salzlagern des mittleren Muschelkalks, das dann auch eine eingehende Kenntnis der höheren Schichten brachte. Wertvolle Beobachtungen enthalten die klassischen Werke von Alberti, dem Bergmeister von Friedrichshall. Sandberger und Zelger untersuchten die Würzburger Trias, und Gümbel beschrieb die Gebiete noch weiter im Osten. Benecke und Platz durchforschten Kraichgau und Bauland, und für die Trias des nördlichen Württembergs erweist sich Baur in den Oberamtsbeschreibungen von Neckarsulm, Künzelsau, Mergentheim und Crailsheim als bester Kenner. Dazu kommen noch als ergiebige Fundgruben die Begleitworte zu den geognostischen Spezialkarten, besonders Blatt Hall, dem sich Quenstedt mit großer Liebe widmete. Seit 20 Jahren aber hat die Kenntnis unserer fränkischen Trias nur in beschränkten Gebieten größere Fortschritte gemacht, so vor allem am unteren Neckar durch Kokens Untersuchungen bei Kochendorf und durch die Kartierung des Kraichgaus durch die badischen Landesgeologen. Eine neue durchgreifende Untersuchung des ganzen fränkischen Muschelkalkgebietes fehlte. Eine kritische Durchsicht der einschlägigen, durchaus nicht widerspruchslosen Literatur, verbunden mit einer Nachprüfung der darin aufgestellten Behauptungen im Gelände, war dringend notwendig. Denn nur so war es möglich, all die Einzelbeobachtungen nach Ausschaltung der Fehlerquellen zu einem einheitlichen Ganzen zusammenzuschweißen, ein klares Bild zu entwerfen. Irrtümer waren vor allem dadurch entstanden, daß man den Hauptmuschelkalk für ebenso einheitlich und normal hielt wie andere Formationen. Dies trifft aber nur in beschränkten Gebieten zu, so besonders zwischen Kochendorf und Sinsheim, im Gebiet der neueren Aufnahmen. Sonst aber ist der Hauptmuschelkalk, besonders oben, außerordentlich mannigfaltig. Man glaubte, über große Strecken hinweg Profile vergleichen zu können, während oft schon bei einer Entfernung von 5—10 km so große Schwierigkeiten entstehen können, daß eine genaue Aufnahme sämtlicher Aufschlüsse nötig ist, um Fehler zu vermeiden. Denn die Ablagerungsbedingungen einer flachen, küstennahen Meeresregion sind weitaus vielgestaltiger und wechselvoller als die einer Tiefsee weitab vom Sediment

liefernden Lande. Während bisher an einzelnen Punkten größere vertikale Schichtenreihen untersucht worden waren, fehlte eine ausgedehnte horizontale Vergleichung, die sich dann zwar vertikal mehr beschränken mußte, dafür aber ein viel klareres Bild des alten Meeres geben konnte. Den Charakter desselben hatte schon SANDBERGER 1866 erkannt, wenn auch diese seine Auffassung nicht überall durchdrang: „Der Muschelkalk Mitteldeutschlands (Nordbadens, Frankens und Thüringens) zeigt die mannigfaltigste Gliederung und eine vollständige Entwicklung aller seither beobachteten Facies; er bildet zweifellos eine eigene, wahrscheinlich durch geringe Tiefe des Meeresbodens und die Nähe einmündender Flüsse bezeichnete Provinz des Muschelkalks mit der reichsten seither beobachteten Fauna." Diese vielgestaltige Meeresprovinz ist mein Untersuchungsgebiet, ein klares Bild der Schichten und, soweit möglich, auch des alten Meeres und der Schichtenentstehung zu geben, der Zweck dieser Arbeit.

Während bei Kochendorf die genaue Karte KOKENS und im Kraichgau die neueren Karten der badischen geologischen Landesanstalt eine vorzügliche Grundlage gaben, stieß ich sonst beim Aufsuchen der Aufschlüsse auf große Schwierigkeiten. Wohl geben die württembergischen geologischen Karten 1 : 50000 eine Reihe von Aufschlüssen an; aber ein großer Teil derselben ist nicht mehr vorhanden. Da genauere topographische Karten im Kocher-, Jagst- und Taubertal fehlen, blieb vielfach nichts anderes übrig, als das ganze Gebiet systematisch abzusuchen, eine sehr zeitraubende Arbeit, um so mehr, da die Grenze Muschelkalk—Lettenkohle, z. B. auf Blatt Niederstetten, oft nicht richtig gelegt ist und man daher dort auch im „Lettenkohlengebiet" auf Muschelkalkaufschlüsse stoßen kann. Noch schlimmer war es im nördlichsten Baden und Bayern, wo die genaueste Karte im Maßstab 1 : 500000 von LEPSIUS für den Stratigraphen von zweifelhaftem Wert ist; denn der Maßstab ist zu klein, und die Einzeichnungen sind dazu noch sehr ungenau. Auch auf der GÜMBELschen Karte 1 : 500000, die übrigens nach Westen nur bis Würzburg reicht, ist der Muschelkalk noch nicht in seiner tatsächlichen Ausdehnung wiedergegeben, so besonders in der Gegend von Rittershausen, Hopferstadt und Hemmersheim. Aus diesen Gründen, zu denen noch die Vielgestaltigkeit der Grenzregionen kommt, kann ich hier noch kein so vollständiges Bild entwerfen wie weiter im Süden. Dasselbe gilt auch vom mittleren Taubertal, wo infolge sehr starker Abtragung nur wenige Grenzaufschlüsse vorhanden sind.

Im oberen Hauptmuschelkalk muß der Geologe viel vorsichtiger vorgehen als in anderen Schichtengliedern; denn Leithorizonte sind schwer zu finden und festzuhalten. Schon QUENSTEDT schreibt 1880 (Blatt Hall pag. 13); „Eine Trennung gewisser Schichtenkomplexe ist hier sehr schwer, und wenn man es auch örtlich durch langjährige Beobachtung zu einer Fertigkeit bringt, läßt sich die Sache doch anderen kaum lehren. Daher haben Aufzählungen bloßer Gesteine ohne Leitmuscheln bloß sehr bedingten Wert." Vor hohen Kalkwänden steht man zuerst ratlos da, besonders wenn sie, was nicht selten vorkommt, alles eher als den Namen „Muschel"kalk verdienen; und doch erkennt das geübte Auge auch hier manche Leitlinien.

Rein petrographisch vorzugehen, ist sehr schwierig, weil die Facies oft zu rasch wechselt, rein paläontologisch ist unpraktisch, weil Leitfossilien im Anstehenden nicht gerade reichlich sind, und Leitfossilien, wie sie im Jura, auf eine Schicht beschränkt, vorkommen, im oberen Hauptmuschelkalk völlig fehlen. Ein einzelner Fund beweist also hier nicht viel. Nur eine Vereinigung beider Methoden führt hier sicher zum Ziel. Parallelen auf große Entfernungen sind stets mit Vorsicht aufzunehmen, wenn nicht genügend Zwischenglieder vorliegen. In gewissen Gebieten, besonders wo die Facies wechselt, so an der Südgrenze der „Kochendorfer Facies", war eine eingehende Untersuchung fast

sämtlicher Aufschlüsse nötig, um Fehler zu verhüten, die sich als Folge sprungweisen Vorgehens meist nachweisen ließen. Die vielen aufgenommenen Profile wurden sämtliche im Maßstabe 1 : 50 aufgezeichnet, was die Arbeit wesentlich erleichterte. Die Zusammenstellung solcher Profile trug sehr viel zur Klärung der schwierigen Schichtenvergleichung bei. Die Mächtigkeiten der höchsten Muschelkalkschichten (Fränkische Grenzschichten bzw. *Semipartitus*-Schichten) wurden in die Landkarte eingetragen, und die Verbindung der Punkte gleicher Mächtigkeiten ließ interessante Schlüsse ziehen über die Art der Sedimentation, über die Tiefenverhältnisse im Muschelkalkmeer und über den Verlauf seiner Küstenlinien. Eine wesentliche Ergänzung dazu bildet die Vereinigung einer Reihe von Einzelprofilen zu rein empirisch gewonnenen Längsprofilen durch den fränkischen Muschelkalk. Durch die Aufnahme neuer Aufschlüsse, die sich schön in die Längsprofile einreihen ließen, wurden diese vervollständigt, und zugleich wurde damit die Richtigkeit der Schichtenvergleichung bewiesen. So fiel immer wieder neues Licht auf bisher schwer verständliche Einzelbeobachtungen, die nun eine ungezwungene Erklärung fanden, und auch die Untersuchungen im Gelände empfingen so manche neue Anregung.

# I. Stratigraphie.

### Uebersicht über den Hauptmuschelkalk.

Der Hauptmuschelkalk bedingt in hohem Maße den landschaftlichen Charakter Frankens, insbesondere die Schönheit unserer Täler. Der steile Anstieg von der deutlichen Terrasse des mittleren Muschelkalks bis zur Talkante beträgt in der Regel 80—90 m, und dies ist auch die normale Mächtigkeit unseres Hauptmuschelkalkes. Wie alle Triasschichten (und auch Teile des Juras) nimmt er gegen Südosten, gegen das Ries zu, ab. So schmilzt er bis Crailsheim auf $^2/_3$ seiner normalen Mächtigkeit zusammen.

Die Abgrenzung der einzelnen Teile des Hauptmuschelkalks ist starken Schwankungen unterworfen. Einige Fossilbänke kann man über weite Gebiete weg festhalten, und diese müssen daher die Grundlagen der Einteilung bilden. Die größte Verbreitung hat die *Cycloides*-Bank mit den rötlichen, stark gewölbten Schalen der *Terebratula vulgaris* var. *cycloides*, häufig als eine Gruppe härterer, dickerer Bänke zwischen weichen tonreicheren heraustretend. Als widerstandsfähigeres Schichtenglied ist sie im Gehängeschutt stark vertreten. Da sie dazu noch sehr leicht im Handstück zu erkennen ist, eignet sie sich vorzüglich zur Abgrenzung und als Leithorizont. Als echtes Muschelkalkleitfossil scheint *Terebratula cycloides* allerdings nicht auf diese eine Schichtengruppe beschränkt zu sein, denn Stettner gibt sie bei Vaihingen noch aus einer 10 m höher gelegenen Bank an. Doch ist die *Cycloides*-Bank so reichhaltig, daß Verwechslungen kaum vorkommen dürften. Sie liegt meist ca. 35 m (28—40 m) unter der Lettenkohlengrenze. Viel schwieriger zu finden ist die Spiriferenbank, da sie *Spiriferina fragilis* oft nur sehr spärlich enthält. Da in ihr zugleich zum letztenmal Trochiten reichlich auftreten — bis oben kommen noch vereinzelt Crinoideenreste vor —, bildet sie zweckmäßig die obere Grenze des Trochitenkalkes, der eine mittlere Mächtigkeit von 30 m (25—40 m) aufweist. Am schönsten ist er unterhalb Crailsheim erschlossen, wo stellenweise sich Glaukonit derart anreichert, daß das Gestein ganz grün gefärbt ist. Ueber der Spiriferenbank beginnt der *Nodosus*-Kalk, von dem etwa $^1/_3$ (10—20 m), die unteren *Nodosus*-Platten oder *Compressus*-Schichten, zwischen Spiriferen- und *Cycloides*-Bank liegt. Im oberen Hauptmuschelkalk Frankens erweist sich die Hauptterebratelbank als konstanteste Schicht,

die sich meist ohne größere Schwierigkeit festhalten und auch im Handstück und als Lesesteine wiedererkennen läßt. Sie ist erfüllt von den großen, seideglänzenden Schalen der *Terebratula (Coenothyris) vulgaris*. Aus diesen rein praktischen Gründen wähle ich sie als obere Grenze des *Nodosus*-Kalkes; denn jede andere Grenze ist im Felde unbrauchbar. Es könnte sich nur darum handeln, die Grenze etwas tiefer zu legen und den *Intermedius*-Kalk noch nach oben zu ziehen, wie es die elsässischen Landesgeologen durchgeführt haben. Dem ist entgegenzuhalten: *Ceratites semipartitus* ist bis jetzt trotz vielen Suchens bei uns unter der Hauptterebratelbank noch nicht gefunden worden, ist also unter ihr bei uns mindestens so selten, daß wir dieses Schichtenglied nicht untere *Semipartitus*-Schichten nennen können. Dagegen kommt *Ceratites nodosus* noch bis zur Hauptterebratelbank herauf vor (s. S. 11 [283]), wenn er auch oben immer seltener wird, so besonders über der Bank der kleinen Terebrateln. Diese Bank als Grenzschicht zu nehmen ist aber deshalb ausgeschlossen, weil sie fast nur im Anstehenden aufzufinden ist und selbst hier das sichere Erkennen im Norden unseres Gebietes große Schwierigkeiten bereitet. Den Tonhorizont (s. S. 14 [286]) als trennende Schicht zu nehmen verbietet sein Fehlen im Süden und das reichliche Vorkommen von Nodosen über ihm. Die untere Grenze des *Intermedius*-Kalkes ist überhaupt die von allen am wenigsten scharf ausgeprägte. Es ist deshalb unzweckmäßig, die trennende Linie anders zu legen als mit der Hauptterebratelbank. Die Mächtigkeit des *Nodosus*-Kalkes beträgt somit 40—50 m. Den Abschluß nach oben bilden etwa 7—8 m *Semipartitus*-Schichten. Ihre untere Hälfte führt fast in jeder Schicht Terebrateln; sie wurde daher Terebratelkalk oder **Terebratelschichten** genannt. Oben reichern sie sich besonders stark an zur oberen Terebratelbank. Darüber folgen Bairdienton und Glaukonitkalk, deren Verbreitungsgebiet annähernd mit der fränkischen Sprachgrenze zusammenfällt. Ich nenne sie daher **„Fränkische Grenzschichten“.**

Für den Hauptmuschelkalk ergibt sich also folgendes Uebersichtsprofil:

7—8 m *Semipartitus*-Schichten { 4 m Fränkische Grenzschichten; 3—4 „ Terebratelschichten

0,3—1 m Hauptterebratelbank

40—50 m *Nodosus*-Kalk { 8—11 m Gervillienkalk = *Intermedius*-Kalk; 15—20 „ Obere *Nodosus*-Platten; 1 „ *Cycloides*-Bank; 10—20 „ Untere *Nodosus*-Platten

0,2—0,4 m Spiriferenbank

*Trigonodus*-Dolomit

ca. 30 m Trochitenkalk.

## Leithorizonte und Leitfossilien.

Bei dem großen Untersuchungsgebiete war eine Beschränkung auf eine vertikal weniger ausgedehnte Schichtenreihe nötig. Meine Aufmerksamkeit wurde zuerst auf den Glaukonitkalk hingelenkt, und erst im Laufe der Untersuchungen wurde es nötig, immer tiefer hinabzudringen, zuerst nur bis zur Hauptterebratelbank. Die Klärung der *Trigonodus*-Dolomitfrage verlangte eine, wenn auch weniger eingehende, Durchforschung des *Intermedius*-Kalkes. Der Beweis, daß der „Crailsheimer *Trigonodus*-Dolomit“ untere Lettenkohle ist, machte es notwendig, die Untersuchungen auch auf diese auszudehnen. Den vertikalen Umfang derselben zeigt am besten das folgende Normalprofil durch die untere Letten-

kohle und den oberen Hauptmuschelkalk, das den wirklichen Schichten möglichst nahe kommt. Für die untere Lettenkohle war mehr der Südosten des Gebietes maßgebend (Backnang-Hall-Crailsheim-Rothenburg), weil hier ihre Ausbildung noch am konstantesten ist. Die hier gegebene Gliederung des obersten Hauptmuschelkalks läßt sich fast in jedem Profile der „Kochendorfer Facies", seiner normalen Ausbildung, festhalten, und die meisten aufgestellten Leithorizonte lassen sich noch weit über die Grenzen derselben hinaus verfolgen. Nur im Maingebiet ist dies für den Gervillienkalk noch nicht geschehen.

## Normalprofil

Lettenkohlensandstein, bald fehlend, bald in Schmitzen, bald mächtig entwickelt und bis auf die Vitriolschiefer eingeschnitten. 0—15 m.

Untere Lettenkohle:

6 —7 m Dunkle Tone und Mergelschiefer mit stark wechselnden Kalk- und Dolomitbänken.

1 —1,5 „ „Untere Dolomite" (U.D.): Harter dolomitischer Kalk, lokal mit Glaukonit und *Myophoria Goldfussi*. Dolomite bzw. gelbe dolomitische Mergel und Zellendolomite. Härtere Dolomite oder dolomitischer Kalk, zum Teil fossilführend.

0,5—1 „ „Dolomitische Mergelschiefer" (D.M.), oben mehr gelbe dolomitische Steinmergel.

0,2 -0,6 „ „Blaubank" (Bl.), muschelreich, selten dolomitisch, Bonebed, lokal Glaukonit.

0,6—1,4 „ „Vitriolschiefer" (V.), dunkle bis schwarze Schiefertone und Mergelschiefer; mitten mittleres Crailsheimer Bonebed, darunter häufig plattige Lagen; *Estheria minuta*.

---

**6—8,4 m *Semipartitus*-Schichten (S.Sch.)**

**3,5—5,2 m Fränkische Grenzschichten (Fr.Gr.)**

1,8—3,4 m Glaukonit-Kalk (Gl.K.):
- Grenzbonebed, Glaukonit, Sand; „Muschelkalkbonebed".
- Glaukonitkalk, Bonebedreste, *Myophoria Goldfussi*, *Trigonodus Sandbergeri*.
- Gekrösekalk mit gelben Mergelzwischenlagen, Septarien.
- Splitterkalk.

1,5—2 „ Bairdien-Ton (B.T.):
- Dunkle Schiefertone mit *Bairdia pirus*, *Estheria minuta*.
- Kalkknollen und wellige Blaukalke, unten Bonebedreste, *Myacites*.
- Dünne Schiefertonlage.

nach Süden ganz kalkig.

**2,5—5,4 m Terebratelschichten (T.Sch.)**

0,6—1,2 m Obere Terebratelbank (O.T.) = „Pelz", knauerig-knorriger Kalk. Terebrateln, *Gervillia socialis*, *Terquemia complicata*, *Pecten laevigatus*, *Ostrea sessilis*, *Lima striata*, *Myalina eduliformis*, *Trigonodus Sandbergeri*, *Myacites*; unten fossilärmer, Splitterkalk, Sphärocodien.

0 —0,3 „ I. Gelbe Bank (GI), gelber dolomitischer Mergelkalk, ohne Fossilien.

0,4—1,1 „ Splitterkalke mit Terebrateln, *Trigonodus*, *M. Goldfussi*, Sphärocodien, Glaukonit.

Sphärocodienkalk, zum Teil mit Oolith

0,1—0,3 m II. Gelbe Bank (GII), gelber Mergel oder dunkle Schiefertone.

0,1—1 „ Blaukalke, unten mergelig bzw. dolomitisch, Terebrateln.

0,3—0,8 „ „Kiesbank" (K), oben gelbe dolomitische Mergel, senkrecht klüftend, Terebrateln, unten dunkle Schiefer, Bonebedreste, Ceratiten.

Nach S. u. SO. *Trigonodus*-Dol.

0,4—1,2 m Hauptterebratelbank (H.T), oben reine Terebratelbreccie, hellblau oder blättrig, zäh oder dolomitisch, *Lima striata*, *Pecten laevigatus*, *Gervillia socialis*, *Ostrea sessilis*, *Myacites*, *Myalina edulifornis*, Schnecken, Ceratiten. — Nach S. u. SO *Trigonodus*-Dol.

25—30 m Oberer *Nodosus*-Kalk

8—11 m Gervillienkalk (G.) = *Intermedius*-Kalk

3,5—6 m Ob. Gerv.-Kalk (O.G.)

0,2—0,5 m Mergel, Kalkplatten (MI).

3,5—6 „ Blaue Wulstkalke, Muschelbänke und Mergel mit *Gervillia socialis*, unter der Mitte gelbe Mergelbank (MII) leitend. *Trigonodus*.

0,2—0,9 m Dunkle Schiefer und Mergel (MIII).

3,5—6 m Unt. Gerv.-Kalk (U.G.)

1,7—3,8 „ K.T., Bank der kleinen Terebrateln, blaue Kalke, unten Wulstkalke, „Hebräer". *Coenothyris vulgaris* var. *minor*, *Gervillia socialis*, *Myacites*, *Lima striata*, *Ostrea sessilis*, *Pecten laevigatus*, *Myphoria Goldfussi*, *Pseudomonotis Alberti*, Schnecken, Ceratiten, Sphärocodien.

1,7—2,8 „ T.H., Tonhorizont: 3 dicke Tonlagen mit 2 trennenden Kalkschichten, die im SO herrschen. *Gervillia socialis*, *Orbiculoidea discoides*, *Lingula*.

15—20 m Obere *Nodosus*-Platten.

1 m *Cycloides*-Bank.

15—20 m Untere *Nodosus*-Platten.

0,2—0,4 m Spiriferenbank.

25—35 m Trochitenkalk.

## Ceratiten als Leitfossilien.

Wer die grundlegende Bedeutung der Ammoniten für den Jura kennt, wird versucht sein, die Ceratiten des Muschelkalks ähnlich zu verwenden. Als ich meine Arbeit begann, galt die Ceratitenfrage für geklärt, und ich schenkte ihr daher anfangs weniger Beachtung, um so mehr, da auch in der Literatur die meisten Widersprüche durch STETTNER beseitigt worden waren. Während KOKEN und STUTZER sich mehr von praktischen, petrographischen Gesichtspunkten hatten leiten lassen, versuchte STETTNER, eine Stratigraphie nur auf Ceratiten zu gründen. Die Fränkischen Grenzschichten bildeten seine *Semipartitus*-Zone, die Terebratelschichten die *Dorsoplanus*-Zone, darunter folgte die *Intermedius*-Zone. Die Ceratiten sollten also, wie im Jura die Ammoniten, strenge Leitfossilien sein. Nun zeigte aber die fortschreitende Kenntnis des Jura, daß dies nur für eine immer mehr beschränkte Zahl derselben zutrifft, und noch schlimmere Erfahrungen mußte man mit den Ceratiten im Muschelkalk machen. Wohl kommt in den Fränkischen Grenzschichten nur der scharfrückige *Ceratites semipartitus* vor; in den Terebratelschichten ist der breitrückige *Ceratites dorsoplanus* häufig, und darunter findet man oft die Uebergangsform zu den Nodosen: *Ceratites intermedius*. In diesem Sinne kann man von *Semipartitus*-Kalk (im engeren Sinn), *Dorsoplanus*-Kalk und *Intermedius*-Kalk sprechen. Aber strenge Leitfossilien sind die Muschelkalkceratiten nicht, und nach langem Streite gibt mir dies auch STETTNER zu. Denn KOKEN fand schon in der Hauptterebratelbank *C. nodosus* und *dorsoplanus* zusammen, und STETTNER gab außer diesen beiden noch *C. intermedius* an. Nun führt aber die obere Terebratelbank neben *C. dorsoplanus* häufig auch *C. semipartitus*, und vielleicht entstammen die meisten Semipartiten dieser Schicht, sind doch oft Terebrateln darauf festgewachsen. Auch Herr Oberamtsrichter

Dr. Bertsch-Crailsheim wies mich darauf hin, daß bei Hall *Semipartitus* und *Dorsoplanus* miteinander wechsellagern. Dazu fand ich aber auch noch in den ganzen Terebratelschichten im Anstehenden Semipartiten und bei Blaufelden sogar noch in der Hauptterebratelbank. Diese Bank zeigt also alle 4 „Leitfossilien" einträchtiglich beieinander. Damit stimmen auch die Funde von Benecke im Elsaß völlig überein. Nur ist bei uns *C. semipartitus* noch nicht sicher unter der Hauptterebratelbank gefunden worden; er ist hier wohl zu selten. Ob *C. intermedius* noch in den Terebratelschichten bei uns vorkommt, war noch nicht sicher zu entscheiden, denn die Erhaltung ist meist zu schlecht. Man vergleiche damit Beneckes Angaben aus dem Elsaß: „Zwischen beiden Terebratelbänken findet sich noch dieselbe Assoziation" (wie darunter, nämlich *C. semipartitus*, *dorsoplanus* und *intermedius*), „aber mit anderem Verhältnis der Arten, *C. intermedius* wird seltener, *C. semipartitus* ist häufiger". Unter der Hauptterebratelbank, in den *Intermedius*-Schichten, kommt bei uns *C. dorsoplanus* gar nicht selten vor. Direkt über der Bank der kleinen Terebrateln fand ich ihn bei Künzelsau. Die untere Grenze von *C. intermedius* scharf festzulegen, ist noch nicht gelungen. Im Tonhorizont kommt er noch vor (Stettner). *C. nodosus* ist unter der Bank der kleinen Terebrateln häufig; darüber wird er immer seltener. Benecke kennt „eine, dem typischen *C. nodosus* nahestehende, aber von ihm zu unterscheidende Form" aus den Tonen unter der Hauptterebratelbank, und Koken und Stettner beschreiben den stachelknotigen *C. nodosus* aus dieser Bank selbst von Hagenbach und Talheim. Ueber der Hauptterebratelbank wurde trotz allen Suchens nie ein *C. nodosus* gefunden, und Baur, Benecke, Fraas, Stettner und die badischen Landesgeologen bestätigen dies. Die Angabe von Zelger (Profil Winkelhof) über *C. nodosus* beruht wohl auf Ungenauigkeit und auf der damals noch ungenügenden Kenntnis der Ceratiten. Die hohe Lage des *C. nodosus* bei Crailsheim (Blezinger, Baur, E. Fraas), die bisher unverständlich war, wird durch das Auskeilen der Fränkischen Grenzschichten erklärt (Taf. VII [XXVI]. Sie veranlaßte Blezinger, von einem *Semipartitus-Nodosus*-Kalk zu sprechen. Aus den höchsten Lagen (Terebratelschichten) sind mir auch hier nur *C. dorsoplanus* und sehr selten *C. semipartitus* (Blezinger, Stettner) bekannt. Aus alledem folgt, was Koken schon 1900 ausgesprochen hat: „Man darf Einzelfunde (von Ceratiten) nicht mehr als ausschlaggebend betrachten." Prinzipielle Unterschiede gegenüber dem Elsaß sind nicht vorhanden, nur Häufigkeit und Individuenzahl schwanken, und beide sind, wie auch Benecke feststellt, selbst in beschränkten Gebieten sehr ungleich. Am auffallendsten ist, daß in der „dolomitischen Region" im Elsaß erst 2 hochmündige Ceratiten gefunden wurden (Benecke). Dies scheint zunächst schwer verständlich gegenüber den vielen Semipartiten, die Kochendorf liefert, und die alle dem Glaukonitkalk und Bairdienton entstammen sollten. Nun sind aber im Glaukonitkalk hier wie sonst Ceratiten sehr spärlich, meist fehlen sie völlig. Auch die tonige Hälfte der Bairdienletten führt wenig, meistens keine Semipartiten. Häufiger werden sie erst in dem untersten Drittel der Bairdientone, wo Kalkbänke und Kalklinsen sich einstellen. Im Anstehenden findet man sie jedoch am häufigsten in der oberen Terebratelbank, besonders wo sie knauerig und tonreich ausgebildet ist wie zwischen Kochendorf und Hagenbach, wo diese wegen ihres Tonreichtums manchmal mit dem Bairdienton vereinigt wurde, zu dem diese Schichten aber keineswegs gehören (s. Profil 18). Ein reichlicheres Vorkommen von Semipartiten in den Fränkischen Grenzschichten ist meist nur örtlich und bildet die Ausnahme. Sonst kann man in Franken viele Aufschlüsse durchsuchen, ohne darin in diesen Schichten wesentliche Ausbeute zu machen. Nur so ist es verständlich, daß etwa 50 Jahre lang die entsprechenden Schichten bei Würzburg: Bairdienkalk und Ostracodenton, zur Lettenkohle gestellt werden konnten. Wollte ich mich nur auf eigene Funde im Anstehenden

stützen, so würde ich das Zahlenverhältnis 1 : 30 — Ceratiten der Fränkischen Grenzschichten zu denen der Terebratelschichten — für erstere für viel zu günstig halten. Daß *C. semipartitus* in Schwaben sehr selten ist oder fehlt, ist durch das Auskeilen seiner Schichten in Schwaben bedingt. Die übrigen Ceratiten sind in Schwaben auch viel seltener als in Franken.

Vollständig die Ceratitenfrage zu lösen, ist nur bei jahrelangem Sammeln mit genauer Beachtung der Schichten möglich. Denn im Anstehenden findet man nur wenige Ceratiten; auf den Schutthalden der Steinbrüche sind sie zwar häufiger; aber auf diese unsichere Grundlage wollte ich mich nicht stützen. Schon aus diesem Grunde ist eine Einteilung nur nach Ceratiten völlig unpraktisch; denn scharfe Grenzen lassen sich nach ihnen nur ausnahmsweise ziehen. In manchen Gegenden, besonders bei massig-kalkiger oder -dolomitischer Ausbildung versagen sie vollständig, da ihnen offenbar eine derartige Facies weniger zusagte. In Quadern gehören sie zu den Seltenheiten, und dabei sind Einzelfunde nicht maßgebend! Am häufigsten sind Ceratiten, in den 3 Terebratelbänken, wo man auch beim Suchen im Anstehenden noch am meisten Erfolg hat. Die Erhaltung der Ceratiten ist vielfach sehr schlecht (zerdrückt oder nur Bruchstücke); sie ist wohl auch die Ursache mancher Verwechslungen. Auch die Bestimmung selbst, die Abgrenzung der einzelnen Arten, ist sehr schwierig. Wohl lassen sich Extreme finden und als Arten aufstellen; aber Zwischenformen sind nicht selten, besonders zwischen *C. semipartitus* und *C. dorsoplanus* in der oberen Terebratelbank. Ich halte eine durchgehende Entwicklung der Ceratiten von breitrückigen, plumpen, knotigen Formen zu schmalrückigen, schlanken, glatten für wahrscheinlich. Vielleicht war die zunehmende Verflachung des Meeres ein Faktor, der diese Entwicklung begünstigte.

Uebersicht:

*Semipartitus*-Schichten { Fränkische Grenzschichten: *C. semipartitus.*
Terebratelschichten: *C. dorsoplanus, C. semipartitus, C. intermedius?*

Hauptterebratelbank: *C. dorsoplanus, C. intermedius, C. semipartitus, C. nodosus.*

*Intermedius*-Kalk { oben: *C. intermedius, C. dorsoplanus, C. nodosus, C. semipartitus??*
unten: *C. intermedius, C. nodosus, C. laevis, C. dorsoplanus?*

Die Ceratiten sind nach der Häufigkeit geordnet.

## Leithorizonte.

Waren nun die Ceratiten als Leitfossilien ziemlich unbrauchbar, so galt es, ohne sie die Schichtenvergleichung durchzuführen mit Hilfe praktischerer Einteilungsprinzipien. Es gelang auch, eine Reihe von Leithorizonten über ein sehr großes Gebiet zu verfolgen und so ihre Brauchbarkeit zu beweisen. Als oberen Grenzhorizont stellt Koken den Glaukonitkalk auf. Diese Grenze hat sich als überall durchführbar und praktisch erwiesen, nicht nur im Anstehenden. Zwischen Pforzheim—Crailsheim—Würzburg habe ich die Glaukonitführung der höchsten Muschelkalklagen in jedem Grenzaufschluß nachgewiesen (also in einem Gebiet von ca. 9000 qkm). Nach Süden kenne ich den Glaukonitgehalt bis Markgröningen—Nagold, wo er allerdings schon sehr gering ist. Denn die Fränkischen Grenzschichten keilen hier gerade aus. In der Gegend von Stuttgart fand ich keinen Glaukonit mehr. Dagegen führte ein großer Block bei Haigerloch (leider nicht anstehend) Glaukonit und Bonebed; aus dem Bohrloch von Rottweil beschreibt ihn Alberti (große grüne Flecken) und Sauer von Blatt Dürrheim. Der Glaukonitgehalt ist also wohl mehr für die Grenzregion selbst als für die Schicht

des Glaukonitkalks bezeichnend. Nach Norden ist unser Glaukonithorizont noch weit über das Untersuchungsgebiet hinaus verbreitet. Ich fand ihn noch im Werngrund ca. 30 km nördlich Würzburg. Sandberger und Zelger beschreiben ihn aus dem Bairdienkalk bis zum Steigerwald und bis Kissingen—Fulda, Carthaus aus dem Bairdienkalk des nordöstlichen Westfalen, und Gümbel vom oberen Maintal. Als richtiges „Muschelkalkleitfossil" ist der Glaukonit allerdings auch mit Vorsicht zu gebrauchen; denn er ist nicht auf eine Schicht beschränkt, sondern kommt auch im Sphärocodienkalk, im *Intermedius-Nodosus*-Kalk und im Trochitenkalk vor. Der wohl nur örtliche Glaukonitgehalt der Blaubank und der höchsten Lagen des „Crailsheimer *Trigonodus*-Dolomits" verführte E. Fraas und Zeller, diese Schichten noch zum Muschelkalk zu rechnen.

Als leitend für die Fränkischen Grenzschichten kann man auch die Gekrösekalke betrachten, die von Bretten—Vaihingen bis Mainbernheim und wohl auch noch weiter im Norden fast in jedem Profil sich wiederfinden lassen. Nur in küstennahen Gebieten (südlich Hall—Kirchberg und im oberen Taubertal) treten sie zurück und verschwinden zuletzt (Auskeilen!) (s. Taf. VII [XXVI]. Wellige Kalke kommen auch tiefer im Hauptmuschelkalk vor, ebenso in der unteren Lettenkohle (Blaubank), aber zu Ueberfaltungen kommt es nie, zur Bildung von Septarien nur sehr selten.

Etwas kleiner ist das Verbreitungsgebiet der Bairdienletten: Eppingen—Ruppertshofen—Effeldorf, etwa 3—4000 qkm. Doch reicht es noch weiter nach Nordwesten, wohl noch über den Werngrund hinaus. Auch hier waren Verwechslungen nicht ausgeschlossen, und so erklärten Baur, E. Fraas, Engel, Zeller die Crailsheimer Vitriolschiefer für Bairdienletten. Aehnliche Schwierigkeiten bereiteten sie als Ostracodenschiefer den Würzburger Geologen, so besonders Sandberger. Daß Ostracoden und Estherien nicht nur in den Bairdienletten vorkommen, haben schon Thürach und Stettner hervorgehoben, so hauptsächlich in Tonlagen des *Nodosus*-Kalks, mit denen die Bairdienletten petrographisch sehr große Aehnlichkeit haben und die deshalb in niederen schlechten Aufschlüssen schon für Bairdienton gehalten wurden. Unten stellen sich gewöhnlich einige, oben wellige, unten mehr ebene, splittrige Kalkbänke ein, die auf der Unterseite ein schwaches Bonebed (Fischschuppen etc.) tragen. Als „laufende Schicht" sind sie im Gebiete der Kochendorfer Facies für das Erkennen der unteren Grenze der Bairdienletten (etwa 10—15 cm tiefer) wichtig. Wo sie ganz in Kalk übergehen, läßt sich ihre Abgrenzung gegen den Glaukonitkalk nur noch selten erkennen. Denn mit der Facies wechselt auch die Fauna. Ihre untere Grenze finden sie im ersten Auftreten von Terebrateln, Terquemien, Gervillien und Pecten in der „oberen Terebratelbank". Sie hat sich als konstanter, stratigraphisch wertvoller Horizont herausgestellt. Meist als wulstiger, „knorriger", „ruppiger" Knauerkalk, selten ganz als Lumachelle entwickelt, hat sie vom Volk verschiedene, zum Teil bezeichnende Namen erhalten: „Pelz", „Nußknacker", „Klößbrocken", „Knerwelich". Terebrateln finden sich auch sonst in den Terebratelschichten, entscheidend sind also nur die Anreicherung, die ganze Lebensgemeinschaft, die Struktur des Gesteins und das Lageverhältnis zu anderen Schichten. Verwechslungen der Terebratelbänke miteinander waren der Hauptgrund, warum im oberen Muschelkalk so wenig Einheitlichkeit herrschte. Während sie sich im Gebiet der Kochendorfer Facies fast in jedem Aufschluß ohne größere Schwierigkeit nachweisen läßt und zwischen Künzelsau und Crailsheim nirgends fehlt, treten bei Hall, im Schozachtal und am mittleren Neckar (Besigheim — Bönnigheim) die Terebrateln in ihr zurück, und in den ziemlich einförmigen Kalkwänden ist sie dann schwer zu suchen. In diesem Falle orientiert man sich besser nach den Sphärocodien, die von Bretten bis Rothenburg o. T. nun in über 100 Aufschlüssen nachgewiesen sind. Der Sphärocodienkalk führt auch Oolithe, Glaukonit,

Pyrit, Zinkblende und eigentümliche schwarze Einschlüsse. Er liegt wenig unter der oberen Terebratelbank und ist teils über, teils unter der „gelben Bank" einzureihen. Auch die Sphärocodien haben sich als echte Muschelkalkleitfossilien herausgestellt; denn im Kochergebiet und bei Backnang kommen sie auch in einem unteren Horizont, in der Bank der kleinen Terebrateln, vor. Ob sich noch weitere Horizonte als durchgehend nachweisen lassen, ist jetzt noch nicht zu entscheiden. Jedenfalls sind sie oben am schönsten und am verbreitetsten.

Die „gelbe Bank", ein gelber, dolomitischer Mergelkalk, hat im Gebiete der Kochendorfer Facies einige Bedeutung; in der Maintrias entspricht den gelben Bänken der obere „gelbe Kipper", bis 1 m mächtig, wohl die auffallendste Bank der „Uffenheimer Facies" mit starkem Dolomitgehalt. Für uns viel wichtiger ist die „Kiesbank" (Thürach), direkt über der Hauptterebratelbank, oben gelber-gelbbrauner dolomitischer Mergelkalk, unten graue bis schwarze Schiefer. Sie gehört zu den konstantesten Horizonten und läßt sich in vielen Fällen schon von weitem erkennen, dient also zum raschen Auffinden der Hauptterebratelbank. Auch im Maingebiet ist sie vorhanden (nur südwestlich Würzburg verschwindet sie in den Quaderkalken). Als Hauptleithorizont hat Benecke die Hauptterebratelbank aufgestellt. Während in der oberen Terebratelbank örtlich Gervillien, Pecten, Terquemien oder Myaciten herrschen können, ist hier *Coenothyris (Terebratula) vulgaris* überall weitaus das häufigste Fossil, und zwar in der größten, „fettesten" Form. Ihre seideglänzenden Schalen sind hier geradezu gesteinsbildend, und so kann das geübte Auge diese Bank auch in der Regel im Handstück erkennen. Besonders nach Süden und im Gebiet der massigen Kalke läßt sie sich viel leichter verfolgen als die obere Terebratelbank. Auch ihre Gesteinsstruktur ist eine andere: zäh, blättrig, meist sehr schwer zu bearbeiten uud daher allen Steinbrechern wohl bekannt, oft die härteste Bank im ganzen Aufschluß: Zähe, Wilde, Pelzige, Verzahnte, Eichene, Hagebüchene, Haarige, Wollige, Grimmkopf, Teufelsstein, Totengeiger, Gänsäugete sind wirklich treffende Namen. Es ist also auch aus diesem Grunde zweckmäßig, sie als Hauptteilstrich unserer Skala herauszuheben und zu verwenden. Herrschten in der unteren Hälfte der *Semipartitus*-Schichten die Terebrateln, so ist für die nächsten 9—10 m, den *Intermedius*-Kalk, der große Reichtum an *Gervillia socialis* bezeichnend, die entweder sehr schön ganz herauswittert oder aber in blauen Kalken die weißen Querschnitte ihrer dicken Schalen zeigt und so zur Bezeichnung: „Hebräer" oder „Blumenstein" Anlaß gab. Man kann dieses Schichtensystem daher „Gervillienkalk" nennen, wenn auch darüber und darunter Gervillien vorkommen. Leitend ist, unter der Mitte gelegen, die **Bank der kleinen Terebrateln,** ein „Brockelfels", knauerige Kalke, sehr reich an Fossilien, besonders auch an kleinen knotigen Ceratiten. *Gervillia socialis*, *Myophoria Goldfussi*, *Myacites*, Schnecken sind häufig. Besonders an der Wetterseite der Aufschlüsse wittern die stark gewölbten Schalen einer kleinen Terebratel, die *T. vulgaris* var. *cycloides* sehr nahesteht, sehr schön heraus, besonders reichlich im Murrgebiet. In diese Region, wohl direkt unter die kleinen Terebrateln, fällt auch der untere Sphärocodienhorizont, der sich vielleicht von Rothenburg o. T. bis zum oberen Neckar erstreckt. Ueber den kleinen Terebrateln liegt ein ziemlich konstanter Horizont von Mergel, Ton und ebenflächigen Kalkplatten, noch höher eine gelbe dolomitische Mergelbank, die in kleineren Gebieten leitend ist. Den unteren Teil des Gervillienkalkes bildet der **Tonhorizont**, drei dicke Tonlagen mit zwei trennenden Kalkschichten, zwischen Besigheim — Wimpfen — Künzelsau außerordentlich charakteristisch, nach Süden und Südosten jedoch in Kalk übergehend. Zwischen der Bank der kleinen Terebrateln und der *Cycloides*-Bank wurde bis jetzt noch kein paläontologischer Leithorizont gefunden.

In der südöstlichen Hälfte des Untersuchungsgebietes hat auch die untere Lettenkohle einige durchgehende Schichtenglieder; Vitriolschiefer, Blaubank und untere Lettenkohlendolomite sind hier außerordentlich charakteristisch; doch ist es noch nicht gelungen, sie gegen das Rhein- und Maintal sicher zu verfolgen.

Um die Zahl der Fehlerquellen einzuschränken, war es dringend nötig, möglichst viele leitende Schichten zu suchen und herauszuheben. Denn für jeden, der es nicht durch lange Beobachtung zu einer gewissen Fertigkeit gebracht hat, ist der einzelne Leithorizont oft eine zweischneidige Waffe. Und selbst der Kundige, zumal wenn er Neuland untersucht, ergreift mit Freude jedes neue Hilfsmittel, um Sicherheit zu erlangen. Denn manchmal läßt sich die einzelne leitende Schicht nur mit größter Mühe und mit Hilfe ihres Lageverhältnisses zu anderen Bänken auffinden; bei niederen, schlecht erhaltenen Aufschlüssen kann es trotz aller Anstrengung kaum gelingen, sie richtig einzureihen, und selbst dem besten Kenner können hier Fehler unterlaufen. Im Muschelkalk entscheidet eben in der Regel **nicht das einzige Fossil sondern seine Häufigkeit, die Lebensgemeinschaft, die Struktur des Gesteins, die Lage zu anderen Schichten,** und so sind auch Quenstedts Worte verständlich, daß sich die Sache anderen kaum lehren läßt. Anhäufungen an Muscheln zu Kornsteinen und Quadern sind nur örtlich leitend und in diesem Falle sehr wertvoll, weil leicht erkennbar. Für größere Gebiete sind sie jedoch mit größter Vorsicht zu verwerten; denn sie transgredieren häufig nach Osten und gehören so nicht immer, selbst wenn sie als horizontal zusammenhängend erkannt sind, demselben Niveau an. Dazu können diese Kornsteine von der Lettenkohlengrenze bis tief in den *Nodosus*-Kalk herab in jeder Höhe auftreten. Da diese Muschelquader die normale Mächtigkeit stören, die Leithorizonte verschleiern und ihr Erkennen manchmal verhindern und dazu noch außerordentlich rasch wechseln, bilden sie für den Stratigraphen nur einen Stein des Anstoßes und Aergernisses. Das Gegenstück dazu bilden die Schiefertone und Letten, die im ganzen Hauptmuschelkalk die besten Leithorizonte im Anstehenden bieten. Ihre Mächtigkeit ist sehr konstant, ihre horizontale Ausdehnung sehr groß, und selbst wo sie seitlich in Kalk übergehen, kündigt sich dies schon beizeiten an durch Auftreten einiger Kalkbänke in dem immer kalkreicher werdenden Schieferton oder Mergel. Ueber die Ursachen später. Gelbe dolomitische Mergel und Mergelkalke haben meist auch ein großes Verbreitungsgebiet; nur in massigen Kalken treten auch Schmitzen von glattem gelbgrauen Mergelkalk auf.

## a) Facies-Gebiete.

Die normale Ausbildung des fränkischen Muschelkalkes ist die, welche Koken von Kochendorf beschrieben hat, die **Kochendorfer Facies.** Weiter nach Norden, im Bauland und unteren Taubergebiet, tritt der Kalk mehr und mehr zurück, der Ton wird herrschend; es ist die **Tonfacies des Beckeninnern,** die sich wahrscheinlich ziemlich weit gegen Hessen ausdehnt. Nach Süden und Osten gehen die Tone der Kochendorfer Facies fast ganz in Kalke über, und man steht vor den hohen, ziemlich einförmigen Kalkwänden der **Kalkfacies,** von der sich im Neckar-, Enz- und Murrtal das Gebiet des einkeilenden ***Trigonodus*-Dolomits** abtrennen läßt. Besonders behandelt wurde das Maingebiet, von dem der Westen eigentlich noch ins Gebiet der Kochendorfer Facies gehört. Aus praktischen und nicht zuletzt auch aus landschaftlichen Gründen ist es jedoch zweckmäßig, das Gebiet der prächtigen **Mainbausteine,** des

„*Trigonodus*-Kalks“ zusammenfassen, von dem sich im Osten die an Ton und dünnen Blaukalkbänken reiche **Uffenheimer Facies** scharf abhebt. Siehe Taf. I [XX] u. Taf. II [XXI].

## 1. Kochendorfer Facies.

(120 Profile aufgenommen; hiezu siehe Profil 1—41 u. Taf. IV [XXIII].)

Den Schlüssel für das Verständnis der verschiedenen Faciesgebiete des oberen Hauptmuschelkalks bildet die Kochendorfer Facies. Da die Bairdienletten als toniges Schichtenglied das Gesamtbild am stärksten beeinflussen, ziehe ich die Grenze dieser Ausbildung da, wo sie in Kalk übergehen. Denn mit diesem Wechsel des Gesteins geht eine völlige Aenderung der Fauna dieser Schichten Hand in Hand; statt Ostracoden, Estherien, *Lingula* führenden Tonen erst fossilarme Blaukalke und dann muschelreiche Kalkbänke. Dieser Facieswechsel erfolgt südlich der Linie: Eppingen—Heilbronn—Braunsbach—Ruppertshofen—Dörrmenz (—Blaufelden). Bei Ubstadt, Gochsheim, Bretten, Meimsheim, Sontheim (bei Heilbronn), Herdtlingshagen, Geislingen, Hörlebach, Ilshofen, Lendsiedel, Heroldshausen besteht der obere Muschelkalk schon aus einer ziemlich einheitlichen Kalkwand; doch läßt sich der Bairdienton in diesen Aufschlüssen meist noch an dünnen Schiefertonlagen zwischen den Kalkbänken erkennen. Weiter südlich verschwinden auch diese letzten Reste völlig. Die Ostgrenze der Kochendorfer Facies läßt sich nicht mit derselben Genauigkeit festlegen, da hier gute Grenzaufschlüsse ziemlich selten sind. Deutliche Bairdienletten finden wir noch bei Gerabronn, Rückershagen, Unterweiler, Raboldshausen, Billingsbach, Adolzhausen, Pfitzingen, Aufstetten, Riedenheim, Acholzhausen, Sommerhausen, Effeldorf. Weiter nach Osten erfolgt ein Uebergang in Blaukalk und Muschelquader (Ochsenfurt—Aub), oder an Stelle der Tone treten Kalke und gelbe Mergel, die rasch gegen die Halbinsel von Gammesfeld auskeilen. Die „Tonfacies des Beckeninnern“, wie sie im Bauland vorkommt, läßt sich nicht scharf gegen die Kochendorfer Facies abgrenzen; es vollzieht sich hier ein allmählicher Uebergang, der sich bei Hornberg, Möckmühl und Bieringen schon ankündigt, bei Korb, Merchingen und Berolzheim schon erfolgt ist. Schärfer hebt sie sich im Maingebiet ab, wo zwischen Krensheim—Kleinrinderfeld—Randersacker und Gerchsheim—Würzburg ein rascher Uebergang von Muschelquadern in Ton und dünne Kalkbänke erfolgt. Doch sei das Maingebiet aus verschiedenen Gründen für sich behandelt.

Ueber das sehr einheitliche Gebiet der Kochendorfer Facies ist eine vorzügliche Literatur vorhanden. Besonders waren es Benecke (Geognostische Beschreibung der Umgegend von Heidelberg. 1881), Baur (in den Oberamtsbeschreibungen von Neckarsulm und Künzelsau), Koken (Geologische Spezialkarte der Umgegend von Kochendorf) und die badischen Landesgeologen Schalch und Thürach (Blatt Sinsheim), welche hier bahnbrechend vorgingen. Benecke hebt besonders den Gegensatz hervor zwischen den gleichartigen Platten der mittleren Abteilung mit *Cer. nodosus* und den rauhen, dicken Bänken von der Hauptterebratelbank an aufwärts, seinen „dolomitischen und glaukonitischen oberen Schichten“, die also unseren *Semipartitus*-Schichten mit Einschluß der Hauptterebratelbank entsprechen. Im übrigen verweise ich auf seine vorzügliche Abhandlung selbst. Baur stellte die Bairdientone als Leithorizonte auf: „Die in die Augen fallendste Schicht bildet der dunkle Schieferton mit den Bairdien und den dünnen Kalkbänken, welche zerschlagen *Estheria minuta* in Menge zeigen; diese Schicht fehlt nirgends, und man orientiert sich nach ihr am leichtesten.“ Er wies sie nach von Sinsheim bis ins

Oberamt Künzelsau und bis zur Wasserscheide Jagst—Tauber. Seine Profile von Künzelsau und Lampoldshausen lassen leicht die meisten der aufgestellten Leithorizonte wiedererkennen; auch seine sonstigen Angaben sind sehr zuverlässig. Schalch und Thürach erkannten in den beiden Terebratelbänken leitende Schichten. Auch noch mittlere Terebratelbänke auszuscheiden, halte ich für unzweckmäßig; denn im ganzen Terebratelkalk stößt man auf Terebrateln, die sich aber nur oben und an der unteren Grenze besonders anhäufen. Thürachs Profil von Sinsheim ist für einen großen Teil Frankens typisch. Die Schichten No. 20—22 entsprechen wohl dem Tonhorizont. Auch die übrigen Profile der badischen Landesgeologen lassen sich nicht schwer mit dem Normalprofil zur Deckung bringen.

| | | Glaukonitkalk | Bairdienletten | Obere Terebratelbank | Kiesbank | Haupttere-bratelbank |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Schalch | Wimpfen (Winterberg) | 1.—3. | 4.—7. | 8. | 12. 13. | 14. |
| | Bonfeld | 16. | 17. 18. | 18. | — | — |
| | Kochendorf | (13.) 14.—16. | 17.—19. | 20. | — | 22. |
| | Hornberg | 3.—6. | 7. 8. | 9. | 12. 13. | 14. |
| | Siegelsbach | 2. | 3. 4. | 5. 6. | 10. | 11.—13. |
| | Hüffenhardt | (5. 6.) 7.—10. | 11.—15. | 16. | 22. 23. | 24.—26. |
| | Untergimpern | 1.—5. | 6.—9. | 10. | 13. | 14.—16. |
| Thürach | Sinsheim | 1. | 2.—3. | 4. 5. | 10. 11. | 12. |
| | Gochsheim | 3. 4. | 5. | 6. | 9. | 10. |
| Schnarrenberger | Richen | 1. | 2.—4. | 5. 6. | 9. | 10. |

Schalch legt allerdings die Grenze Muschelkalk—Lettenkohle ziemlich willkürlich; daher zeigt sein „Bairdienkalk“ auffallend starke Schwankungen. So erhält er bei Untergimpern nur 90 cm statt 2,5 m, weil seine Grenze den größeren oberen Teil des Glaukonitkalks vom Gekrösekalk trennt und zur Lettenkohle stellt. Auch bei Hüffenhardt liegt ein ähnliches Versehen vor. Das Profil von Hornberg ist heute verfallen und erlaubt keine Nachprüfung mehr. Im Profil von Bonfeld sind untere Bairdienletten und oberer Terebratelkalk vereinigt.

Glaukonitkalk und Bairdienletten hat Koken so treffend beschrieben, daß nur wenig hinzuzufügen sein wird. Seine Profile lassen die in die Augen fallenden Schichten so deutlich hervortreten, daß die Orientierung außerordentlich erleichtert wird, wenn auch die Zahlen nur schätzungsweise gegeben sind. Die Terebratelbänke sind nicht überall ausgeschieden, weil sich diese Schichten hier nicht immer so scharf herausheben wie anderwärts. Die „Kiesbank“ und die etwa 1 m höher liegende Mergelschicht Gii des Normalprofils erkennen wir in seinen „Letten“ und „Schiefertonen“ wieder. Die Profile Regelmanns führen leider zu spärliche Angaben über Fossilien. Bei Stein am Kocher rechnet er noch ca. 1 m Lettenkohle zum Muschelkalk, auch im Detailprofil von Schrozberg ist die Grenze nicht richtig (zu tief) gezogen. Seine Abscheidung von Mε = *Trigonodus*-Dolomit ist durchaus unhaltbar. Zudem wurde sie von ihm nicht konsequent durchgeführt. So ist sein *Trigonodus*-Dolomit von Bonfeld = Glaukonitkalk + $^2/_3$ Bairdienton, von Wimpfen = Glaukonitkalk, bei Jagstfeld und Kochendorf fehlt er, bei Kochertürn aber = Fränkische Grenzschichten + über $^2/_3$ Terebratelschichten. Und dabei zeigen alle diese Profile genau dieselben Schichten, ein Facieswechsel erfolgt hier nicht. Dazu ist diese Schichtengruppe petrographisch vollständig verschieden vom echten *Trigonodus*-Dolomit; und was im Gebiet der Kochendorfer Facies „Dolomit“ genannt wurde, enthält vielfach noch nicht 1 Proz. $MgCO_3$. Daß E. Fraas in den Begleitworten zu Blatt Neckarsulm dieselbe Schicht zweimal (als verschieden) beschreibt, hat schon Stettner festgestellt. Das Profil, das er hier gibt,

läßt sich mit den Aufschlüssen nicht in Uebereinstimmung bringen. Es liegt hier eine Verwechslung von Hauptterebratelbank und Kiesbank mit oberer Terebratelbank und Bairdienletten vor. Die Profiltafel enthält mehr Konstruktion als Beobachtung; ein Anschwellen der Schichten gegen Osten findet nicht statt. Die Fränkischen Grenzschichten erreichen im Maximum 5,1 m (Gochsen); Mächtigkeiten von 6—7 m kommen nie vor. Das Profil von Künzelsau ist richtig, soweit es von Baur stammt (bis 3,4 m unter der Hauptterebratelbank). Der untere Teil des Profils läßt sich mit der Wirklichkeit nicht vereinigen. Die Kornsteine liegen, wahrscheinlich infolge einer irrigen Kombination von Profilen, $2^1/_2$—3 m zu hoch. Außerdem sind normal nur 2 mächtige Bänke als Kornstein entwickelt. 10 m Kornstein, und dazu fast ohne trennende Tonschichten, fand ich bei Künzelsau nie. Zeichnung und Wirklichkeit lassen sich in diesem Teil nicht zur Deckung bringen. Stettner wies als erster auf den Facieswechsel zwischen Kochendorf und Talheim hin und beschrieb die Lagerung der Ceratiten in diesem Gebiet. Seine Zonengliederung läßt sich nicht aufrecht erhalten, wenigstens nicht in der Schärfe. Unhaltbar ist die von ihm vertretene Konstanz der Schichtenmächtigkeiten. Sie gilt nicht einmal für die Bairdientone, die noch am wenigsten Schwankungen zeigen. In den Profilen von Kochendorf (Kocherhalde und Hagenbach) sind noch etwa 30 cm der oberen Terebratelbank zum Bairdienton gerechnet. Die Hauptterebratelbank ist auch nicht scharf ausgeschieden. Bei Jagstfeld (Ziegelhütte) umfassen seine „0,70 m Terebratelbänke“ die Kiesbank und die obere Hälfte der Hauptterebratelbank, und die Terebratelschichten = Stettners *Dorsoplanus*-Horizont sind 4,6 m (statt 3,88 m) oder mit Einschluß der Hauptterebratelbank über 5 m mächtig. Bei Hagenbach dagegen sucht er die Terebratelbank zu tief („0,25 m feste Kalke, Terebratelbank“), während sie tatsächlich höher liegt („0,65 m massige Splitterkalke mit Terebrateln“) und seine „0,18 m teilweise schwarzen Letten“ den unteren Teil der Kiesbank darstellen. Die Mächtigkeit der Terebratelschichten beträgt also hier etwa 3 m (bzw. 3,6 m), die der Stufe des glaukonitischen Kalkes dagegen in diesem Gebiet normal 2,5 m, lokal bis über 3 m. Mächtigkeitsangaben bis auf den Zentimeter genau sind meist nicht möglich und dazu in der Regel nicht wünschenswert, da derartige Profile für die Orientierung wenig geeignet sind.

### Untere Lettenkohle.

Zum Studium der unteren Lettenkohle eignen sich besonders die Profile von Streichenberg (bei Gemmingen — über 12 m Lettenkohle erschlossen), von Wimpfen, Bonfeld, Kochendorf (Kocherhalde), Neufels (Ort), Kupferzell, Nesselbach und Leofels. Die letzten 3 zeigen schon so große Uebereinstimmung mit der Entwicklung im Südosten, daß darauf erst später eingegangen werden soll. Auffallend ist, daß der Sandstein erst ziemlich hoch über der Muschelkalkgrenze einsetzt, sich also nicht so tief einschneidet wie im Südosten und Süden. Normal findet man ihn erst 9—11 m über der Muschelkalkgrenze. Die mittlere Mächtigkeit der unteren Lettenkohle beträgt also 10 m, bei Streichenberg hat sie der Sandstein schon auf 7 m reduziert. Unter dem Sandstein herrschen Schiefertone und Mergel mit eingelagerten Bänken von Kalk, Dolomit, Ockerdolomit, Zellendolomit in buntem Wechsel. Ob sich hier einige Schichten als weithin leitend herausstellen, läßt sich noch nicht entscheiden. Wo das rieselnde Wasser in den Spalten und Fugen der brockigen, kurzbrüchigen Schiefertone seinen Kalk- und Dolomitgehalt absetzte, entstanden Zellendolomite. Da die neugebildeten Teile viel widerstandsfähiger gegen mechanische Zertörung sind als die eingeschlossenen Schiefer, bilden sich leicht jene eigenartigen Zellen. (Vgl. auch Koken pag. 12). Diese Zellendolomite finden sich in der unteren Lettenkohle häufig, natürlich ohne ein bestimmtes Niveau einzuhalten. Normaldolomite

sind wohl die gelbbraunen Bänke der unteren Lettenkohle nicht, wenn auch ihre Farbe und Struktur einen ziemlichen Zuschuß an Dolomit erkennen lassen. In meinen Profilen bezeichne ich mit Dolomit (in der Lettenkohle) diese dolomitischen Kalke, bei denen meist die Unzugänglichkeit in den Profilen eine genauere Untersuchung unmöglich macht. Dazu wechseln Kalk und Dolomit in benachbarten Profilen rasch miteinander ab, und auch das zirkulierende Wasser bewirkt starken Wechsel des Gesteins. Die Mächtigkeit der „unteren Dolomite" ist ziemlichen Schwankungen unterworfen; nach Westen lassen sie sich nur schwer verfolgen. Etwas regelmäßiger sind die gelben „dolomitischen Mergelschiefer". Die „Blaubank" wurde noch über den Neckar hinüber verfolgt, nur wird sie hier mehr dolomitisch und mergelig. Glaukonit führt sie nicht selten. Das Bonebed erleichtert ihr Erkennen. Bei Kupferzell läßt sie sich von der Ausbildung im Südosten nicht mehr unterscheiden. Bei Neufels enthält der glatte graue Kalk eigenartige Poren. Die „Vitriolschiefer" werden bis 1,5 m mächtig; es sind dunkle Schiefertone und Mergelschiefer, die unter der Mitte häufig plattig werden und dann vorstehen. Das „mittlere Crailsheimer Bonebed" wurde, mitten im Vitriolschiefer, bis Bonfeld nachgewiesen, wo es wie bei Crailsheim an ein dünnes Mergelkalkbänkchen angelagert ist.

### *Semipartitus*-Schichten.

#### Fränkische Grenzschichten.

(Textabb. 1 S. 33 [305].

Die Fränkischen Grenzschichten zeigen im Gebiet der Kochendorfer Facies ihre charakteristische Ausbildung; ihre Mächtigkeit schwankt zwischen 3,6 und 5,1 m. Die obere Grenze ist sehr scharf durch Grenzbonebed und Glaukonit und durch den Wechsel des Gesteins (Kalk—Ton) bestimmt. Die untere Grenze bildet die obere Terebratelbank. Sie zeigen ein Ausklingen der typischen Muschelkalkfauna: Terebrateln, Terquemien, *Pecten*, *Gervillia socialis*, *Lima* und Schnecken treten zum mindesten sehr zurück (bis jetzt fand ich hier nur *Gervillia socialis*); *Myophoria* (besonders *M. Goldfussi* und *vulgaris*), *Trigonodus*, *Anoplophora*, *Lingula*, Estherien und Bairdien gewinnen die Herrschaft. *Cer. dorsoplanus* wurde hier noch nicht gefunden; *Cer. semipartitus* wird nach oben immer seltener. Abweichende Angaben über Terebrateln etc. im Bairdienton (Koken, Stettner) sind dadurch zu erklären, daß die Grenze Bairdienton—obere Terebratelbank nicht immer scharf gezogen wurde.

#### Glaukonitkalk = Bairdienkalk.

Der Glaukonit- oder Bairdienkalk hat eine rasch und beträchtlich schwankende Mächtigkeit, bei Gochsen 3,3 m, bei Degmarn 3 m, bei Kochersteinsfeld und Grombach 2,8 m, bei Neufels nur 1,9 m und bei Bieringen nur 1,6 m. In der Regel schwankt sie zwischen 2 und 2,5 m. Der Glaukonit ist fast nur auf den oberen Teil (etwa $^1/_3$), den eigentlichen Glaukonitkalk, beschränkt; meist große, grüne Flecken, die auf den Schichtflächen deutlich heraustreten, während man ihre Querschnitte (also senkrecht zur Schichtung) leicht übersieht. Am besten hebt er sich da ab, wo die braun färbende Verwitterung eingesetzt hat, wobei sich der Glaukonit als beständiger erweist. Zu starke Zersetzung läßt auch ihn verschwinden. In den Tonkappen der Stylolithen reichert er sich an. Im Grenzbonebed selbst fehlt er nie, nur sind es hier häufiger Körner als Flecken. Pyrit (am Altenberg bei Wimpfen in kleinen Würfeln) und Zinkblende (besonders schön bei Schloßstetten) sind seine häufigen Begleiter. Wirbeltierreste, Bonebedlagen sind zwar auch in den übrigen Schichten nicht selten; hier aber häufen sie sich besonders an und erfüllen den ganzen Glaukonitkalk (Neufels). An seiner oberen Grenze bilden sie das charakteristische Grenzbonebed, das im Südosten immer reicher und

stärker wird und immer mehr Sand führt, während es am unteren Neckar viel weniger hervortritt und mehr mergelig-kalkig-dolomitisch ist. Außer Fischzähnen und -Schuppen (*Acrodus, Saurichthys, Gyrolepis, Psammodus, Hybodus, Colobodus, Ceratodus* etc.) kommen noch Wirbel, Rippen, Schulterblätter und Zähne von Sauriern (*Nothosaurus* und *Mastodonsaurus*) und Koprolithen vor. Sandberger bringt *Mastodonsaurus* aus dem Bairdienkalk; bei Künzelsau fand ich einen Zahn von *M. granulosus* im typischen Glaukonitkalk.

Die Gekrösekalke bilden selten eine einheitliche Masse; meist treten sie in mehreren Horizonten des Glaukonitkalks auf; ihre Lage innerhalb desselben und mehr noch ihre Mächtigkeit und Wellenhöhe wechseln beständig. Am besten ausgebildet sind sie allerdings wenig unter der Mitte. Durch ihre starken Wellen, ja sogar Ueberfaltungen, und ihre gelben dolomitischen Zwischenlagen fallen diese blauen, homogenen Kalke besonders auf. Durch Verwitterung entfärben sie sich, werden weiß, und die frisch grauen Zwischenlagen werden gelb, so daß die Formen noch besser heraustreten, Während der eigentliche Glaukonitkalk oft nur aus Muschelschalen besteht, sind die blauen Gekrösekalke sehr fossilarm oder fossilfrei. Die gelben Zwischenlagen dagegen führen besonders Bonebedreste; sie haben auch einen hohen Gehalt an Unlöslichem (12—24 Proz.), an $MgCO_3$ (9—22 Proz.), dem ein Kalkgehalt von 48—58 Proz. gegenübersteht. Bei den blauen Gekrösekalken aber erreicht der Gehalt an $MgCO_3$ kaum 1 Proz., an Unlöslichem 3—7 Proz., an $CaCO_3$ dagegen 90—92 Proz. Dieser auffallende chemische Wechsel innerhalb weniger Zentimeter macht dieses Schichtenglied um so interessanter. Die Schichtflächen, mit denen andere Bänke an die Gekrösekalke grenzen, machen die Faltung zum Teil mit, sind also oft wellig, während die abgekehrten Schichtflächen derselben Bänke völlig eben sind. Zwischen den Wellen der Gekrösekalke oder, wo diese seitlich verschwinden, treten Septarien auf, Knollen aus homogenem Blaukalk (genau wie bei den Gekrösekalken), innen säulenförmig zersprungen und mit Kalkspat etc. überzogen. Ihre Mineraleinschlüsse sind dieselben wie die der Gekrösekalkdrusen: Kalkspat, Braunspat, Schwerspat, Pyrit, Kupferkies, Malachit, seltener Zinkblende. Aehnliche Mineralien, besonders auch Dolomitkristalle, führen auch die großen Drusen, die für den eigentlichen Glaukonitkalk charakteristisch sind. Verknetungen von gelben und blauen Schichten oder von Blaukalken mit Lumachellen treten oft an Stelle der Gekrösekalke. Septarien, mitten in Muschelbänken, fand ich besonders an Orten geringerer Mächtigkeit. Auch können die blauen Gekrösekalke fehlen und nur die gelben dolomitischen Mergel erhalten sein. Unten wird diese Schichtenreihe in der Regel durch harten Splitterkalk oder durch eine Bank mit Verknetungen abgeschlossen. Im Osten tritt an der Grenze zum Bairdienton ziemlich konstant ein Blaukalkwellenzug auf. Am Kocherknie (Schloßstetten, Vogelsberg—Thierberg, Zottishofen bis Langenburg und Kupferzell) wird der gesamte Glaukonitkalk einheitlicher; muschelreiche Quader bis $1^1/_2$ m mächtig treten auf, überlagert von einem knochen- und muschelreichen Bonebedkalk (besonders viele *Myophoria vulgaris*); unten sind die Gekrösekalke nur schwach vertreten. Die Umkristallisation der Quader kann sämtliche Muschelreste vernichten; große, spiegelnde Kalkkristalle entstehen, und zwischen ihnen scheidet sich in Lücken das Unlösliche (Ton etc.) aus. Der Glaukonit bleibt jedoch erhalten. Dieser zum Teil vollkristalline Kalk findet sich (wesentlich tiefer) im *Trigonodus*-Kalk von Klein-Rinderfeld (SSW Würzburg) wieder, wo er als „Kernstein“ besonders geschätzt ist. Obwohl diese „Kernsteine“ im Kochertal noch nicht 1 Proz. $MgCO_3$ führen, wurden sie doch früher ebenso wie die Kornsteine in oberen *Nodosus*-Kalk „*Trigonodus*-Dolomit“ genannt. Technisch verwertet und ausgebeutet werden zur Zeit die Quader im Glaukonitkalk nur bei Schloßstetten.

Stylolithen sind im Glaukonitkalk nicht selten und zwar liegende und aufrechte. Ihre Tonkappen zeigen eine starke Anreicherung von Glaukonit und Bonebedresten (Wimpfen, Kochendorf); anderwärts verzahnen sie muschelreiche Bänke, wobei viele Schalen glatt durchschnitten werden (Kupferzell). Auf das reiche Vorkommen von *Myophoria Goldfussi* haben Baur, Benecke und Koken schon hingewiesen. Nach den nicht leicht zu findenden Bairdien nennt man ihn in Baden und im Maintal „Bairdienkalk". Auffallend ist die starke Abnahme des Glaukonitkalks gegen das Bauland: Möckmühl, Korb 1,4—1,5 m; Bieringen 1,6 m, Hornberg (Schalch) 1,2 m. Damit geht Hand in Hand ein Anschwellen der Bairdienletten.

### Bairdienletten.

Die Bairdienletten, auch Bairdientone, Estherientone und Ostrakodenschiefer genannt, bestimmen den Charakter des obersten Muschelkalks und lassen den wandernden Geologen schon aus weiter Ferne erkennen, ob er einen Grenzaufschluß vor sich hat. Denn die dunklen Schiefermassen, bald mehr Tone, bald mehr Mergel, heben sich deutlich von den hellen Kalkbänken ab. Dem Steinbrecher sind sie freilich weniger lieb; denn dieser „Leberkies" wird als unbrauchbar auf die Halde geworfen. Dazu rieselt stets Wasser über sie herab. Chemisch sind es Schiefertone bis Mergelschiefer. Bei Kochendorf enthalten sie etwa 70 Proz. Unlösliches und ca. 12 Proz. $CaCO_3$; gegen Osten (Nesselbach) werden sie dolomitische Mergelschiefer bis Mergel (ca. 50 Proz. Unlösliches, 25 Proz. $CaCO_3$ und 10—11 Proz. $MgCO_3$). Der schwarze Rückstand wird beim Glühen gelb. Die dunkle Farbe wird wohl durch organische Reste und durch Schwefelkies erzeugt. Jedenfalls ist der Eisengehalt beträchtlich (8—9 Proz. $Fe_2O_3$ + wenig $Al_2O_3$). Bei Nesselbach sieht man kleine Pyritkristalle auf den Schichtflächen in fukoidenartiger Anordnung. Auch die Kalkbänke im unteren Teil enthalten Pyritwürfelchen (Hagenbach). Die nicht seltenen weißen Ausblühungen erinnern sehr an die Crailsheimer Vitriolschiefer, die jedoch höher liegen. An der oberen Grenze stoßen Kalk und Ton ziemlich unvermittelt zusammen. Bis unter die Mitte ist die Schiefermasse meist einheitlich, Kalkplättchen sind hier seltener. Die badischen Landesgeologen beschränken den Namen Bairdienton auf diese 0,9—1,2 m Schiefertone, die besonders reich sind an Bairdien, Estherien, *Lingula* und Wirbeltierresten. Doch wechselt die untere Grenze dieser Schiefermasse stetig und steigt dazu nach Süden regelmäßig an, so daß diese Abgrenzung sich nicht halten läßt. Ich folge dem Beispiele Kokens und vereinige mit diesen Schichten noch die mit Schieferton wechsellagernden glatten, blauen Kalkbänke und Knollen; denn so bildet diese Schichtengruppe eine natürliche Einheit, unabhängig davon, ob die Kalkbänke auskeilen oder gegen den Schieferton verschwinden. Wo die obere Terebratelbank als zusammenhängende, fossilreiche Bank einsetzt, ist die untere Grenze leicht zu ziehen. Schwieriger ist es da, wo ihre Terebrateln und Terquemien führenden Kalkknauern, in Schieferton und Mergelschiefern eingebettet, an Kalkknollen und dünne fossilarme Kalkbänke des Bairdientons, die mit Schieferton wechsellagern, stoßen. Hier orientiert man sich dann am besten nach der untersten dicken Kalkbank im Bairdienton, bei Kochendorf „laufende Schicht" genannt, einem harten Splitterkalk mit Muscheln (Myaciten), der an der Unterseite ein bald mehr bald weniger deutliches Bonebed trägt. Darunter folgen noch 10—15 cm Schieferton mit wenig Kalkknollen, dann beginnt die obere Terebratelbank. Im unteren Drittel des Bairdientones überwiegt nach Süden zu mehr und mehr der Kalk, während gegen das Beckeninnere der Ton herrscht. Kalkknollen, die seitlich in zusammenhängende Kalkbänke übergehen, und wellige Kalkbänke hat Koken schon beschrieben. Im Osten werden diese Wellen höher und zeigen dieselben Firstsprünge wie die Gekrösekalke. Ihre

schönste Ausbildung erlangen sie jedoch im Maingebiet. An der Ziegelhütte bei Jagstfeld fand ich auf 2 m Länge 7 parallele, Ost—West streichende Wellenzüge, wenige Meter entfernt dagegen nur noch regellose Kuppeln. Diese Wellen sind derselben Entstehung wie die Gekrösekalke, wenn es auch im Kochergebiet kaum zu einer Ueberfaltung kommt. Septarien im Bairdienton sind seltener als im oberen Gekrösekalk, aus dem ja fast alle stammen. Die Fauna ist ziemlich dürftig. Ostrakoden überwiegen, und danach nannte sie Sandberger Ostrakodenschiefer. Spaltet man die dickeren Plättchen oder die dolomitischen Kalkbänkchen, so findet man *Estheria minuta* ziemlich reichlich; E. Fraas spricht daher von Estherientonen. Doch sind Estherien und Bairdien nicht diesen Bairdienletten eigentümlich, sondern kommen auch höher und tiefer vor. Ceratiten sind nicht gerade häufig. *Ceratites semipartitus* liefert besonders der untere kalkige Teil der Bairdienletten; höher wird er immer seltener. *C. dorsoplanus* wurde noch nicht gefunden. Myaciten und *Lingula* kommen in den unteren kalkigen Lagen vor.

Die Mächtigkeit der Bairdienletten schwankt zwischen 1,4 und 2 m, normal 1,6—1,8 m. Gegen das Bauland nehmen sie stark zu. Vielfach werden die weichen Tone und Letten durch den Glaukonitkalk verdrückt und ausgequetscht. Oft sind sie verschüttet, so daß Messungen schwierig und ungenau sind.

### Terebratelschichten.

Die Terebratelschichten beginnen mit der oberen Terebratelbank und schließen mit der „Kiesbank". (Die Hauptterebratelbank nimmt eine Sonderstellung ein.) Sie sind nun zwischen 2 konstante Horizonte eingeschlossen. Die Mächtigkeit jedoch ist sehr schwankend. So nimmt sie von Hoffenheim (Sinsheim) bis Streichenberg (nach Süden) von 4,3 m auf 3,2 m ab, ebenso nach Osten bis zum Winterberg bei Wimpfen auf 3 m. Dann erfolgt ein riffartiges Anschwellen an der Ziegelhütte Jagstfeld auf 4,6 m, während 1—2 km im Umkreis schon wieder die normale Mächtigkeit von 3—3,3 m auftritt. Im Gebiet der Sall (NW Neuenstein) ist dieses Schichtenglied nur 2,2—2,3 m dick, schwillt aber weiter nach Osten im Kochertal gegen Hall wieder an, um noch weiter im Osten gegen Crailsheim rasch abzunehmen. Man kann diesem starken Mächtigkeitswechsel nicht einfach damit ausweichen, daß man die Terebratelbänke für nicht leitend erklärt; man müßte dies sonst von allen Leithorizonten, paläontologischen wie petrographischen, behaupten. Dazu liegen aber nicht die geringsten Gründe vor. Die Schwankungen erklären sich vielmehr durch ein riffartiges Anschwellen der Kalkbänke, besonders der fossilreichen; während die gelben Mergel und Schiefer sich nur wenig ändern, entsprechen dünnen Kalkbänken bei geringer Mächtigkeit dicke, einheitliche, massige Bänke bei größerer. Ein Vergleich der Profile zeigt dies klar. So ist die untere Hälfte der Terebratelschichten bei der Ziegelhütte Jagstfeld ganz normal entwickelt, während die obere statt 1,3—1,5 m 2,8—3,1 m mißt, eine Viertelstunde im Umkreis aber wieder ganz normale Ausbildung zeigt. Terebrateln finden sich in fast allen Schichten des Terebratelkalks, nur sind sie „in 2 Bänken besonders angereichert, einer unteren, dicht an der Basis der sogenannten Kiesbank, also etwa 5—6 m unter dem Bairdienkalk" (= Hauptterebratelbank) „und einer oberen unmittelbar unter dem die obere Grenze der *Semipartitus*-Schichten bildenden Schieferton. Namentlich diese obere Bank ist für die Orientierung von besonderer Bedeutung" (Schalch). Die Häufigkeit aller Fossilien ist je nach den Aufschlüssen starkem Wechsel unterworfen. Häufiger wurden gefunden: *Gervillia socialis, Pecten laevigatus, Terquemia complicata, Lima striata, Myophoria Goldfussi, M. vulgaris,* Ostreen, *Trigonodus Sandbergeri,* Schnecken, Myaciten und Ceratiten. Etwas seltener sind *Gervillia substriata, Myophoria laevigata, Pseudomonotis Alberti, Myalina eduliformis, Lingula*

*tenuissima, Orbiculoidea silesiaca, Spirorbis valvata, Pemphix Sueuri.* An Ceratiten herrscht *C. dorsoplanus*; *C. semipartitus* wird nach unten immer seltener; *C. intermedius* kommt wahrscheinlich noch im unteren Teil vor. Sphärocodien sind im Gebiet der Kochendorfer Facies sehr selten und schwer zu finden. Als langgestreckte dünne Kümmerformen wurden sie bei Künzelsau (Schipperg), Kupferzell, Eckartsweiler und Oedheim nachgewiesen.

Die obere Terebratelbank bildet oft die erste kompakte kristalline Bank unter dem Glaukonitkalk; denn die Bairdienletten enthalten meist glatte, homogene Blaukalke. Sie ist besonders oben fossilreich. Terebrateln überwiegen weitaus, besonders in den kristallinen Bänken, die manchmal nur aus Terebratelschalen bestehen. Die Knauerkalke mit ihren Mergelzwischenlagen führen einzelne, ganz herausgewitterte Terebrateln, daneben aber auch *Gervillia*, *Terquemia*, Ostreen, *Pecten* (und *Lima*), hauptsächlich im Osten (Jagst- und Kupfertal). Im Südosten (Hall—Kirchberg), im Gebiet der Kalkfacies werden diese sogar teilweise herrschend. Nördlich der Jagst bis weit ins Maingebiet treten Myaciten auf. *Ceratites dorsoplanus* und *semipartitus* kommen ziemlich gleich häufig vor. Bonebedreste sind nicht selten. Wittern die Terebrateln an der Unterseite der Lumachellebänke sehr zahlreich heraus (Richen, Künzelsau, Sattelweiler), so kann im Handstück eine Verwechslung mit der Hauptterebratelbank vorkommen, und so nennt auch E. Fraas die obere Terebratelbank von Sattelweiler „Hauptterebratelbank". Doch werden die Terebrateln kaum je so groß und dick wie in der Hauptterebratelbank, und im Anstehenden kann man sich sofort Sicherheit verschaffen. Auch die Struktur des Gesteins ist verschieden. Am unteren Rande der Knauerkalke kommt es zur Bildung festerer Bänke, von Splitterkalken, die häufig fossilarm sind. Wenig über der ersten gelben Bank stellen sich bei Künzelsau die Sphärocodien ein, und in anderen Profilen finden wir hier große schwarze Fetzen. Ich rechne diese Schichten noch zur oberen Terebratelbank, weil erst die erste gelbe Bank eine Abgrenzung gestattet. Die Mächtigkeit schwankt normal zwischen 0,6 und 1,2 m. Bei Streichenberg kommen riffartige Anschwellungen vor, so daß innerhalb $1^1/_2$ m eine Zunahme um 40 Proz. eintritt. Noch stärker ist dies bei Jagstfeld, wo die Schichten vom Bairdienton bis zur zweiten gelben Bank eine einheitliche, rauhe Masse bilden von der doppelten Mächtigkeit, als normal wäre.

Die **erste gelbe Bank** ist ein homogener, gelb verwitternder, dolomitischer Mergelkalk. Ein echter Dolomit ist es freilich nicht (60 Proz. $CaCO_3$ und 20 Proz. $MgCO_3$). In frischen Aufschlüssen übersieht man diese Bank leicht, da sie sich, weil dann meist grau und fest, von anderen Schichten wenig abhebt und nicht selten mit grauem Kalk wechsellagert. Sie ist stets fossilarm bis fossilleer. Ihre stark wechselnde Mächtigkeit steigt bis 40 cm, normal 20 cm. Doch kann sie auch ganz verschwinden, und nur noch ein dünner gelber Mergelstreifen, oft mit Kalk vermischt, läßt vielleicht noch ihren Ort erkennen (Kochersteinsfeld, Hagenbach, Winterberg bei Wimpfen). Thürach nennt sie „Wasserkalk". Bei Weiler am Steinsberg (Sinsheim) zeigt sie unruhige Schichtung. Teile von ihr sind in der darüber liegenden Kalkbank als Einschlüsse enthalten. Bei Pfahlbach (Oehringen N) ist sie von Blaukalkröhren durchzogen, die von oben her ausgefüllt sind (Bohrgänge?). Bis zur zweiten gelben Bank folgen 0,4—1,1 m Splitterkalke und Blaukalke mit Terebrateln. Sie führen auch Sphärocodien (Oedheim), Glaukonit (Künzelsau, Kupferzell, Heuchlingen, Jagstfeld, Hagenbach, Oedheim, Kochersteinsfeld), Pyrit, schwarze Einschlüsse und Bonebedreste. Sie entsprechen dem unteren Teil des Sphärocodienkalks („Glaukonitkalk" zwischen Hall und Gaildorf).

Die **zweite gelbe Bank** hat größere Verbreitung als die erste, die Schwankungen sind geringer (10—30 cm). Der Tongehalt steigt, und manchmal geht sie in gelbe Mergel, Letten und Schieferton über.

Bis zur Kiesbank folgen noch 0,6—1 m Blaukalke, häufig dünnbankig, glatt, etwas reicher an Terebrateln. Nach Osten nehmen sie konstant ab; die örtlichen Schwankungen sind gering.

Gegen die **Kiesbank** (0,2 0,8 m) ist die Grenze meist unscharf. Denn der Tongehalt der Blaukalke steigt nach unten; sie gehen in gelbe, dolomitische Mergelkalke und Mergel über, die ziemlich fossilreich sind (viele Ceratiten und Terebrateln). Direkt über der Hauptterebratelbank stellen sich dunkle Schiefertone ein (etwa ein Drittel der Kiesbank). Der eigenartige Wechsel von gelbem dolomitischem Mergelkalk (oben) und dunklen Schiefern (unten), denen die dicke, fossilreiche Terebratelbank folgt, erleichtert ihr Erkennen auch da, wo höhere Schichten nicht mehr erschlossen sind, und schließt Verwechslungen der Terebratelbänke im Anstehenden aus. Auch auf Blatt Künzelsau fehlt sie keineswegs, wenn sie auch im Profil von Baur und Fraas kaum zu erkennen ist. Schalch erkannte zuerst ihre Bedeutung und beschrieb sie: „Mit einer auffälligen Konstanz tritt ein abweichendes Zwischenmittel in ca. 5 m Abstand unter dem Bairdienkalk auf; dasselbe fällt schon von weitem in die Augen und dient auch den Arbeitern als sogenannte „faule Schicht“ oder „Kiesbank“ vielfach zur Orientierung bei Inangriffnahme bestimmter höher oder tiefer liegender Werkbänke. Der Hauptsache nach besteht diese abweichende Gesteinspartie aus gelben, weichen, durch und durch in eckige Stücke zerfallenden oder dünnschiefrigen, dolomitischen Mergeln, während das Liegende öfters einen kurzbrüchigen, dünnschiefrigen Schieferton darstellt.“ In der Kiesbank sehe ich die letzten Ausläufer der massigen Dolomite des Südens. Einige Analysen der Kiesbank oder der darüber liegenden dolomitischen Kalke ergaben ein Gewichtsverhältnis $CaCO_3 : MgCO_3 = 2 : 1$ oder noch mehr Dolomit (Schozachtal und bei Bönnigheim).

In der Tonfacies des Beckeninnern, im Baulande, überwiegen auch in den Terebratelschichten die Tone und Mergel, die hier auf Kosten des Kalks sich breit machen. So finden dort die eigentlichen sehr reichen Terebratelbänke als Bausteine Verwendung, während die Zwischenschichten geringen Wert haben. Besonders die gelben Mergel herrschen hier.

### Hauptterebratelbank.

Die Hauptterebratelbank besteht vielfach nur aus Terebratelschalen. Bei Sinsheim wittern die dünnen verkieselten Schalen in Massen an den Wänden heraus. Oben besteht sie meist aus einer Terebratelbreccie, dann kommen mehr blättrige Schichten, die Hauptmasse bildet ein harter, filziger, schwer zu bearbeitender Kalk, häufig blättrig springend. Nie treten Knauern auf; meist tritt sie als härteste oder dickste Bank zwischen den Mergeln darüber und darunter hervor. Stylolithenzüge sind häufig. Die Mächtigkeit schwankt zwischen 0,4 und 1,2 m, und zwar oft sehr rasch. Riffartige Anschwellungen kenne ich vom Winterberg bei Wimpfen, von Jagstfeld, wo am Bahnhof die Erhebungen bis 20 cm hoch werden, von Hagenbach, wo innerhalb 1—$1^1/_2$ m die Hauptterebratelbank von 0,6 m auf 0,95 m anschwillt. Ihre Fauna hat schon E. Fraas (Blatt Künzelsau) näher beschrieben. Sehr große, dicke Terebrateln mit seideglänzenden Schalen bilden die Hauptmasse der Fossilien. *Pecten laevigatus, Lima striata* und noch mehr *Myalina eduliformis* sind hier viel häufiger als in der oberen Terebratelbank, wo die beiden letzteren ziemlich selten sind. *Gervillia socialis* ist jedoch weniger häufig geworden. Ostreen, Terquemien, Myaciten, Myophorien, Schnecken etc. machen diese Bank zu einer der artenreichsten im oberen Hauptmuschelkalk, da sie zudem dessen sämtliche „Leitceratiten“ führt. Verkieselung und Dolomitgehalt sind der Hauptterebratelbank eigen und fehlen der oberen, ein neuer Beweis, daß in ihrer Region die letzten Ausläufer des *Trigonodus*-Dolomits zu sehen sind. Die untere

Grenze bereitet im Kraichgau einige Schwierigkeiten, da die dicke Hauptterebratelbank von Sinsheim sich wahrscheinlich in mehrere Bänke zerteilt, von denen die unteren immer fossilärmer werden und so zum Gervillienkalk gerechnet wurden. Die so vielleicht entstandene Ungenauigkeit kann etwa $^1/_2$ m betragen.

## *Nodosus*-Kalk.

### Intermedius- oder Gervillienkalk.

Vom *Nodosus*-Kalk wurden diese Schichten vorwiegend aus praktischen Gründen abgegliedert. Die untere Grenze ist mehr eine petrographische als eine paläontologische; denn *C. intermedius* wird nach unten immer seltener, besonders im unteren Teil des Tonhorizonts und läßt sich dazu wohl nicht immer scharf von *C. nodosus* trennen, weil er ja in diesen übergeht. Für die normale Ausbildung ergibt sich folgendes Profil (aus ca. 25—30 Einzelprofilen).

Hauptterebratelbank

Oberer Gervillienkalk:

| | |
|---|---|
| 20—40 cm | Mergel, Schieferton und Kalkplatten (normal 30 cm). MI. |
| 250—300 „ | Blaukalke, Muschelbänke, wenig Mergel (270). |
| 30—60 „ | Gelbe Mergelschiefer, Mergel und Schiefertone; wenig Kalk (45). MII. |
| 120—140 „ | Blaukalke und Splitterkalke, oben Muschelbank, mitten etwas mehr Mergel (130). |
| 30—90 „ | dunkle Schiefertone, selten Mergel (50). MIII. |

Unterer Gervillienkalk:

| | |
|---|---|
| 170—350 „ | Bank der kleinen Terebrateln, Brockelfels, fossilreich, kleine Terebrateln, Gervillien, *Myophoria Goldfussi*, Austern, *Pecten*, *Lima*, Myaciten, *Pseudomonotis*, Ceratiten, Kornstein |

Tonhorizont:

| | |
|---|---|
| 60—90 cm | dunkle Schiefertone. |
| 30—40 „ | Muschelbänke. |
| 40—60 „ | dunkle Schiefertone—Mergelschiefer, Kalkplatten. |
| 30—60 „ | Splitterkalk. |
| 20—30 „ | dunkle Schiefertone und Mergel. |

Wenn ich dieses Schichtenglied Gervillienkalk nenne, so geschieht dies, weil, wie darüber die Terebrateln, so hier die Gervillien herrschend sind, wenn sie sich auch wie jene durchaus nicht auf diese Schichten beschränken. In den oft sehr armen Blaukalken ist *Gervillia socialis* häufig das einzige Fossil; die hier regelmäßig vorkommenden „Hebräer“ oder „Blumensteine“ haben ihren Namen von den weißen Querschnitten ihrer dicken Schalen; wo Gervillienkalk abgebaut wird, findet man auf den Schutthalden außerordentlich schöne, ganz herausgewitterte Exemplare in großer Zahl (neben Myaciten); und auch die Kalkplatten zeigen uns, daß er seinen Namen nicht mit Unrecht führt. Große Terebrateln finden sich vereinzelt noch in den höchsten Lagen, während mitten die stark gewölbten, kleinen Terebrateln leitend sind, wenn sie auch nicht so häufig vorkommen wie weiter im Süden. Am meisten findet man noch in der Nähe der Südgrenze (Richen—Neufels). Myaciten findet man in großer Menge, meist ganz herausgewittert auf den Schutthalden, dazu in großer Formenfülle, von der wohl nur ein Teil durch Verdrückung bei der Einbettung erklärt werden kann, so daß es dem Paläontologen noch vorbehalten bleibt, etliche neue Arten aufzustellen. Auch *Pecten laevigatus* ist hier mit beiden Schalen ganz erhalten. Schnecken, *Lima*, Ostreen, Myophorien sind weiter verbreitet als *Orbiculoidea discoides*, die etwa 1 m unter der Hauptterebratelbank am unteren Kocher vorkommt und *Spirorbis valvata*, die sich bei Künzelsau in kleinen Kolonien ansiedelte.

Die Mächtigkeitsschwankungen im oberen Gervillienkalk sind sehr gering, 5—6 m ist seine normale Mächtigkeit. Ein Horizont mit Mergel und Schiefer mit dünnen Kalkbänken leitet ihn ein (Mi). Dann folgen häufig einige Muschelbänke und Blaukalke, ein ziemlich eintöniges Schichtenglied, oft sehr fossilarm. Etwa $2^1/_2$ m unter der Hauptterebratelbank sind unterhalb Oedheim schöne Wellenzüge bloßgelegt, die ziemlich gleichartig N—S streichen. Wülste bedecken die Wellen, die allerdings die des Gekrösekalkes nicht erreichen; denn Ueberfaltungen kommen nicht vor. Einen ziemlich guten Leithorizont geben die gelben Mergelschiefer (Mii), die aber auch in schwarzen Schieferton mit dünnen Kalkbänken übergehen können. Darunter liegen nochmals 1—$1^1/_2$ m Kalke, oben mit einer Muschelbank beginnend, mitten lockerer, wulstig, unten wieder zusammenhängender. Sie führen noch *Ceratites dorsoplanus*. Direkt über der Bank der kleinen Terebrateln befindet sich eine durchgehende Schicht dunkler Schiefertone, selten gelbe Mergel (Miii), die für die Orientierung sehr wertvoll sind. Die gelbe Bank, auf die Thürach im Blatt Sinsheim größeren Wert legt, hat wohl nur lokale Bedeutung.

Der untere Gervillienkalk dagegen zeigt eine ausgeprägte Abnahme gegen Südosten. Die normal 3—3,5 m dicke Bank der kleinen Terebrateln (Sindringen, Heuchlingen) mißt bei Neufels nur noch 1,6—1,8 m, und der Tonhorizont schmilzt von 2,8 m auf 1,7 m zusammen. Genau so ist es gegen Süden (Schozachtal). Die Bank der kleinen Terebrateln allein erlaubt es, einige Ordnung in die so gleichförmige Schichtenmasse zu bringen, an der bis jetzt alle Gliederungsversuche gescheitert waren. Am leichtesten ist sie allerdings im Enz- und Murrgebiet zu erkennen, wo die Blaukalke darüber sich in ebene Platten auflösen und mehr gegen die Mergelschiefer zurücktreten, die dann scharf gegen die Muschelbänke, Brockel- und Knauerkalke mit den kleinen Terebrateln abstoßen. Mit vieler Mühe gelang es, diesen Horizont bis jetzt wenigstens im ganzen Kochergebiet durchgehend zu verfolgen, während der sichere Nachweis im Kraichgau vielfach deshalb noch nicht möglich war, weil hier die Terebrateln immer spärlicher werden. Sie beginnt oft mit einer Muschelbank, dann folgen wulstige Kalke; unten herrschen „Hebräer“ mit vielen Gervillien, während die kleinen Terebrateln auf den obersten Teil (etwa $^1/_3$) beschränkt sind. Mit ihnen zusammen findet man eine große Zahl anderer Fossilien, namentlich kleine schöne Nodosen, so daß man im Anstehenden am besten in dieser Bank sucht. Auffällig sind die vielen kleinen Fossilien: Austern, *Pseudomonotis Alberti*, auch kleinere Gervillien. Der Tonhorizont besteht zu $^2/_3$ aus dunklen Schiefertonen, zu $^1/_3$ aus Kalkbänken, die Muscheln enthalten. Gegen den Kraichgau, gegen Süden und Osten nimmt der Ton beständig ab und die beiden trennenden Kalkbänke schwellen stetig an.

Sehr große Schwierigkeiten bereitete die Einreihung der **Kornsteine von Künzelsau**, die landschaftlich wie technisch wichtig sind. Sie bestehen großenteils nur aus Muschelschalen. Die Mächtigkeit schwankt sehr rasch. Während bei Künzelsau auf der Nordseite des Kochertals die Quader bis 3 m hoch sind (Garnberg), messen sie auf der Südseite (Gaisbacher Steige) nur noch die Hälfte bis ein Drittel. Bei Nagelsberg dagegen lösen sie sich auf. Dazu wechselt auch ihre stratigraphische Stellung beständig. Am Galgenberg bei Künzelsau lagern über ihnen noch 110 cm Wulstkalke und Schiefer mit den kleinen Terebrateln, an der Straße nach Gaisbach nur noch 85 cm, im Künsbachtal noch 70—80 cm, bei Garnberg nur 50 cm, während der oberste Teil der Quader deutlich noch seine Herkunft verrät. Und dabei sind alle diese Aufschlüsse nur an verschiedenen Seiten desselben Talkessels. Nach Südosten und Osten steigen die Kornsteine immer höher hinauf. Bei Rüblingen ist schon die Bank der kleinen Terebrateln ihnen ganz zum Opfer gefallen (3—3,4 m Quader), bei Goggenbach und Eschental ist auch der untere Schieferhorizont (Miii) verschwunden, denn die Quader setzen schon 4,2 m

unter der Hauptterebratelbank ein. Bei Gerabronn vollends beträgt dieser Abstand nur noch 2,4 m. Ebenso wenig konstant ist ihre untere Grenze. Man kann in den großen Steinbrüchen bei Künzelsau (Garnberg) deutlich beobachten, wie sich mächtige Quader unten auflösen, so daß seitlich der Schieferton auf Kosten der Quader anschwillt. Bei Künzelsau folgt darunter 0,7—1,6 m Schieferton mit Blaukalkplatten und Kalkknollen, die wohl dem unteren Teil des Tonhorizonts entsprechen. Die Splitterkalke im Liegenden derselben können sich lokal etwas fester zusammenschließen und so einen zweiten bis 1,8 m dicken Quaderhorizont erzeugen, der sich jedoch seitlich rasch auflöst und schon zu den *Nodosus*-Platten gehört. Die Muschelquader des unteren Gervillienkalkes werden bei Künzelsau und Umgebung rege ausgebeutet und liefern einen wertvollen Baustein, der wie die „Mainbausteine“ sehr beliebt ist und weithin versandt wird, während noch große Schätze in den Talwänden verborgen sind und der Hebung harren. Sie führen auch die Stylolithen, deren Züge sich weit verfolgen lassen. Die neue katholische Kirche von Künzelsau, die fast ganz aus diesen Kornsteinen aufgeführt ist, zeigt sie auch ziemlich häufig. Da die gewaltigen Quader meist von Schieferton unterlagert sind, kommen sie leicht ins Rutschen, wobei die Schiefertone verdrückt werden und die Quader dann in Schuppen hintereinander liegen, ziemlich stark gegen das Tal geneigt, der Verwitterung trotzend und die Abtragung hemmend. Ja nicht zu verwechseln sind sie mit den Kornsteinen von Schloßstetten, die dem Glaukonitkalk entstammen. Beide enthalten Glaukonit und *Myophoria Goldfussi*, die Kornsteine von Künzelsau aber auch noch Oolith.

### Nodosus-Platten.

Sie sind charakterisiert durch den steten Wechsel von Schieferton und Mergel mit dünneren Kalkplatten und Splitterkalkbänken. Manchmal schließen sich diese auch zu dickeren Bänken zusammen, die dann den Kornsteinen ziemlich nahe kommen. Am Eisenbahneinschnitt zwischen Künzelsau und Haag sind noch über 10 m von ihnen erschlossen, fast lauter dünnbankige Kalke und Tone, während die 1,7—1,8 m Kornsteine, die oben den Abschluß bilden, zum unteren Gervillienkalk gehören. Dieser Aufschluß beweist deutlich, daß das Bild, das E. Fraas in Blatt Künzelsau von diesen Schichten gibt, unzutreffend ist. Dasselbe lassen auch Steinbrüche an der Straße nach Garnberg und nach Gaisbach erkennen, wo sogar der Ton den Splitterkalk an Mächtigkeit übertreffen kann, und wo die unterste Schiefertonlage wahrscheinlich dem von Fraas hervorgehobenen Mergelhorizonte mit *Pecten laevigatus* entspricht. Etwa 10 m dieser oberen *Nodosus*-Platten sind bei Neufels erschlossen, wo aus den muschelreichen massigen oberen Bänken Schnecken schön herauswittern. Zwischen den dunklen Schiefertonen, die wahrscheinlich den oben von Künzelsau beschriebenen entsprechen, liegt eine muschelreiche Bank, deren schwarze Einschlüsse sehr an die küstennahen Kalke des Südostens erinnern. Diese Schiefertone geben ziemlich sicher einen guten Leithorizont in den oberen *Nodosus*-Platten ab; die Zeit erlaubt es noch nicht, ihm weiter nachzugehen. Auch die Schichten über der *Cycloides*-Bank sind an den von der Kupfer erzeugten steilen Felswänden erschlossen, wenn auch nicht überall ohne Gefahr zu untersuchen. Gerade ca. 3 m über der *Cycloides*-Bank überwiegen die Mergel und Tone ziemlich stark (ca. 2—3 m), so daß diese sich scharf heraushebt. Darunter folgen noch bis zur Talsohle etwa 8 m Blaukalke und dünne Muschelbänke mit viel Schieferton. Diese unteren *Nodosus*-Platten führen große Gervillien und vor allem kleinere stachlig-knotige Nodosen, die wohl am besten zur Gruppe des *Cer. spinosus* gerechnet werden. Auch sonst ist die *Cycloides*-Bank in Franken nicht schwer zu finden; denn weil sie sehr widerstandsfähig ist, trifft man sie im Gehängeschutt ziemlich häufig, und es ist dann

nicht allzu schwer, sie anstehend zu finden. Der untere *Nodosus*-Kalk, 17—18 m, steht in dem von Mäusdorf zum Erlesbach führenden Bachriß an. Er ist dem von Hall außerordentlich ähnlich, nur etwas tonreicher.

Ein im Erlesbach bei Kocherstetten erschlossenes Profil von der Spiriferinenbank bis in den mittleren Muschelkalk hat Hermann in den Jahresheften des Vereins für vaterländische Naturkunde in Württemberg. 1899. pag. 385 beschrieben. Nach ihm ist die *Cycloides*-Bank hier 40 m unter der Grenze, und der Trochitenkalk hat eine Mächtigkeit von 33 m.

Die Grenze zwischen mittlerem und Hauptmuschelkalk ist bei Niedernhall am Nordhang des Hochhölzle in einem Gipsbruch erschlossen, besonders auch die Hornsteinbänke sind hier zu finden.

## Profile und Tabellen[1]).

### Kochendorfer Facies. 1—41.

#### 1. Profil Sinsheim-Hoffenheim.

2,2—2,3 m Gl.K.:
- 60—70 Glaukonitkalk mit Verknetungen u. Gekrösekalk, Septarien in Muschelbänken
- 50 gelber Mergelkalk
- 70—80 Gekrösekalk, oben ebene Bank, Ueberfaltungen nach S u. SSW
- 30 Splitterkalk

1,9—2 m B.T.:
- 100 graubraune Schiefertone, oben auskeilende Kalkplatten, unten dünne Kalkplatten
- 45 schwach wellige Kalke u. Mergel
- 45—50 Blau- u. Splitterkalk
- 10—15 Mergel- u. Kalkplatten

4,3 m T.Sch.:
- 60 O.T. = Knauerkalk mit Schiefer
- 40 Muschelbank, kristallin, u. Splitterkalk
- 30—35 GI: gelbe Bank
- 110 Blaukalke u. Muschelbänke
- 10 GII: gelbe Mergel
- 95 Blau- u. Wulstkalke, „Masten“
- 85 K.: 60 gelbe dolom. Mergel u. 25 graue Mergelschiefer

1,1—1,2 m H.T:
- dicke kristalline Bänke, auffallend reich, viele Schalen herauswitternd

ca. 5,5 m O.G.:
- 30 MI dünne Kalkbänke u. Mergel
- 120 Blau- und Splitterkalke
- 15 gelber Mergelkalk, gelbe Bank Thürachs (= D.?)
- 10—15 Splitterkalk
- 10—15 gelbe Mergel
- 140 Blaukalk zwischen Splitterkalkbänken, oben dolomitisch
- 70 MII(?) Blaukalk und gelber Mergel
- 120 Blaukalk mit Mergel, Muschelbänke-Splitterkalk
- 30 knauerige Kalke mit Mergel
- — — — — — — — —?

x m U.G.:
- 50 Muschelbänke (K.T.?)
- 110 Blaukalk mit viel Mergel, zum Teil dolomitisch
- 30 Mergel mit Blaukalk
- 15 dunkle Schiefertone
- 120 knollige, wulstige Kalke, unregelmäßig geschichtet, oft 30 cm emporragend.

#### 2. Profil Weiler am Steinsberg (Straße nach Reihen).

2,2—2,6 m Gl.K.:
- 10 gelbe dolomitische Lage mit Glaukonit
- 70 kristalliner Glaukonitkalk, braun verwitternd mit 1 Lage von blauem Kalk (Masten), die sich schief nach oben zieht und auskeilt (15—0 cm)
- 90—100 Gekrösekalk, Verknetungen, Septarien und Muschelbänke, unten bis 15 Mergel
- 40 Gekrösekalk mit Verknetungen
- 40 Splitterkalk, gelb und blau verknetet

1,7—1,8 m B.T.
- 90—100 dunkle Schiefertone, z. T. gelb, unten mit Kalk
- 10 blaue wellige Kalkbank
- 50—60 festere Blau- und Splitterkalke
- 10—15 Schieferton

3,2 m T.Sch.:
- 55 O.T. knauerig
- 20 kristalline Muschelbank mit Einschlüssen aus der

1) Die Maße der größeren Schichtgruppen sind in Metern, die der einzelnen Schichten in Zentimetern angegeben. In den Profiltabellen sind nur Zentimetermaße verwendet. Eingeklammerte Ziffern sind mit Hilfe benachbarter Profile eingesetzt. Das Vorkommen von Terebrateln in O.T. und H.T. wird meistens übergangen, nur ihr Fehlen wird hervorgehoben. Die gestrichelten Linien bedeuten eine strittige Abtrennung der Schichtgruppen.

darunter liegenden gelben Bank; unruhige Schichtung
10—15 GI: gelbe Bank
90 Splitterkalk, mitten lockerer
10 GII: gelbe Mergel
75 dünne Blaukalke und Muschelbänke
55—60 K: oben gelb, mitten Kalk, unten gelb und schiefrig

1,25 H.T.:
70 G.T. harte dicke kristalline Bänke, nur Terebratelschalen, auffallend reich herauswitternd
30 dünnere Bänke mit Mergel, Terebrateln (ev. = MI)
30 H.T. sehr reich (wie oben)

5 m (?) O.G.:
30 MI: Kalk und Mergel
110 Splitter- und Blaukalk
20 gelbe Mergelbank
130—140 blaue Wulstkalke und gelbe Mergel (MII?)
140 Muschelbänke, wenig Mergel
70 wulstige Kalke mit Mergel (MIII?)
— — — — — — — —?
40 Wulstkalke (K.T.?)
50 Muschelbänke.

## 3. Profil Ittlingen O und N (Straße nach Reihen).

60 + Dunkle Schiefertone der unteren Lettenkohle

2,2 m Gl.K.:
90 Glaukonitkalk
50 Verknetungen gelb und blau
50 Gekrösekalk und Mergelschiefer
30 Splitterkalk

1,7 m B.T.:
30 gelbe Mergel und auskeilende Kalkbänkchen
60 dunkle Schiefertone
70 Blaukalk, oben mit Mergel
10 Schieferton

3,3 m T.Sch.:
70 O.T. knauerig
20 GI: gelber Mergelkalk
50 Splitterkalk
10 knaueriger Kalk
30 Splitterkalk
20 GII: gelbe Mergel und Kalk
70 dünne Blaukalke zwischen 2 Muschelbänken
55—60 K.: oben 30 gelbe Mergel, dann 5—10 Kalkbank, 10 gelbe Mergel, 10 Schieferton

0,85 m H.T.:
25 H.T. blättrig, reich
60 H.T. blau, am frischen Bruch arm, aber zahlreich herauswitternd

4,8—5,3 m O.G:
30 MI: Mergel und Kalkplatten
120—140 Splitterkalk und Muschelbänke, oben noch Terebrateln
35—40 graue, dolomitische Kalkbänke, Flammendolomit ähnlich
45 Blau- und Splitterkalk
25 MII: gelbe Mergel und Kalkplatten
100 Blaukalk und Muschelbänke, wenig Mergel
20 gelbe Mergel
40 Muschelbänke
60 MIII: Mergel und Kalkplatten

5,2 m U.G.:
75 K.T.: massige blaue Kalke, Muschelbänke, Hebräer, Gervillien
120 Blaukalke mit gelbem Mergel
55 Splitterkalke
28 Kalkknauern und Schieferton
15 Blaukalk
330 T.H., u. zwar 30 Blaukalkplatten u. gelber Mergel
50 Splitterkalk, Hebräer
40 knauerige Kalke und Mergel
45 gelbe Mergel und Schieferton mit Kalkplatten
140 Muschelbänke (Gerv.) u. Blaukalk
30 gelbe Mergel und Schiefer
— — — — — — — —?
500 Wulstkalke, zum Teil wellig, besonders unten mit Muschelbänken
120 Mergel u. kantig klüftende Blaukalkplatten. Leitend.
x Splitterkalk und Mergel.

## 4. Profil Richen—Berwangen.

U.L.:
70 Ockerdolomit
300 Schiefer mit dolomitischen Bänkchen

2—2,6 m Gl.K.:
40 Glaukonitkalk mit Bonebed
20 Blaukalk, seitlich hochwellige Kalke
70 Splitterkalk
25 Splitterkalk mit großen Septarien (bis 70 cm groß)
55—65 Gekrösekalk mit gelbem Mergel, Ueberfaltungen nach WSW
30 gelb und blauer Splitterkalk

1,8 m B.T.:
30 Mergel und wellige Kalke
40—50 dunkle Schiefertone
20 welliger Blaukalk, Kalkknollen und Mergel
55 drei dickere Blaukalkbänke
10—35 (!) Schieferton mit Blaukalk, stark wechselnd

3,2 m T.Sch.:
10—45 (!) O.T. kristallin, sehr reich wie sonst H.T.
55 O.T. knauerig mit Mergel, sehr reich, „Terebratelkalk“
20 GI: gelbe Bank, grau, gelb verwitternd

65—75 Muschelbank und Splitterkalk
15 Gii: gelbe Mergel und Kalk
40 Splitterkalk mit Terebrateln
20 gelber Mergel und Blaukalk
20 Muschelbank
55 K.: oben 40 gelbe dolomitische Mergel, unten 15 dunkle Schiefertone

0,7 m H.T.: 15 H.T. blättrig, dünnbankig
55 H.T. blau, im frischen Bruch arm; *Cer. intermedius* α

5,1 m O.G.:
45 Mi: gelbe Mergel und Kalk
30 zwei Muschelbänke
190 Splitter- und Blaukalke
50 Mii: dolomitischer Mergelkalk und Blaukalk
55 kristalline Bänke
45 dolomitische gelbe Mergel (frisch grau) und dünne Kalkplatten
30 Blaukalk
65 Miii: gelbe Mergel und dünne Blaukalke

x U.G.
140 + K.T.: blaue Muschelbänke mit Gerv. (Hebräer), kleine Terebrateln, *Pseudomonotis*, unten glatte blaue dicke Bänke.

## 5. Profil Gemmingen-Streichenberg.

Untere Lettenkohle:
Mergel mit dunklen kohligen Schichten
550 graubraune Mergel, da und dort dickere Bänke bildend, untere Hälfte fester, Einschaltungen von Sandsteinschmitzen (bis ½ m dicke Bänke)
20—80 gelbe Dolomitmergel
110 dunkle Schiefertone
20—30 gelbe Mergel
50 Zellendolomite und wellige Dolomitbänke
90 dunkle Schiefertone
50 Mergelschiefer und Zellendolomite
40 harter gelbbrauner Dolomit (U.D.?)
40 gelbe dolomitische Mergel
ca. 50 dunkle Schiefertone
50 gelbe dolomitische Mergel
10 dunkle Schiefertone
60 hellgraue Mergel und Mergelkalke (Blaubank?)
30 dunkle Schiefertone
50 graugelbe Mergel

---

2,1—2,2 m Gl.K.:
10—20 graue dolomitische Schicht mit Glaukonit, gelbbraun verwitternd
50—60 Glaukonitkalk, kristallin, löcherig, braun verwitternd, sehr viel Glaukonit, oft ganz grün
10 Gekrösekalkbank oder gelber Mergel mit Bonebed
50 Blau- und Splitterkalk mit Wellen und Septarien
55 Gekrösekalk und Mergel, schöne Septarien, Taf. IX [XXVIII], Abb. 5
35 fester gelb und blauer Splitterkalk

1,6—1,7 m B.T.:
70—80 dunkle Schiefertone, oben (30) mergelig-kalkig, unten weiße Ausblühungen
20 wellige Blaukalke
60 dickere Blaukalkbänke
10 schwarze Schiefertone, weiß ausblühend

3,2—3,4 m T.Sch.:
70—50 O.T., kristalline Bank, auf 1,5 m um 0,2 m schwankende Mächtigkeit
5 Schiefer
25—30 Splitterkalk
15—20 Gi: gelbe Bank
5 Schiefer
70 harte dicke Splitterkalke
15 Gii: grauer Mergelkalk, gelb verwitternd
80 Muschelbänke und Blaukalk, Terebrateln
55 K., oben 40 grauer Mergelkalk, unten 15 schwarzer Schieferton

1 m H.T.:
oben hart, kristallin, reich; unten blau mit etwas Mergel, ärmer

O.G.:
30 Mi: Mergel und Kalk
120 + kristalline Muschelbänke und Blaukalk

## 6. Profil Grombach W (Bahnlinie).

ca. 30 Blaukalk mit Glaukonit und Bonebed, braun verwitternd (bei Ehrstädt W) = Blaubank
ca. 100 graue und braune Schiefer der Lettenkohle = Vitriolschiefer

---

2,8 m Gl.K.:
100 Glaukonitkalk, drusig, oben gelb dolomitisch, mit Gekrösekalklage
35 gelbe Mergel mit Gekrösekalk
110 Gekrösekalk mit Verknetungen, Septarien
35 Splitterkalk
5 welliger Blaukalk

4,1—1,6 m B.T.:
85—90 gelbgrauer Mergelschiefer mit 2—3 auskeilenden Kalkbänkchen
10 welliger Blaukalk
15 Mergel und Blaukalk
15—20 Blaukalkbänke, unten schwaches Bonebed
10—15 Schiefer und Kalkknollen

3,5 m T.Sch.:
10 O.T. sehr reich kristallin
70 O.T. knauerig, oben kristallin, unten lockerer, Mergel
15 Schiefer und verbackener Knauerkalk
15—20 Splitterkalk
5 Gi: gelbe Mergel
45 Splitterkalk
40 gelbe und blaue Kalke
5—10 Gii: gelbe Mergel
90 Blaukalke

55 K.: 40 harte gelbe dolomitische Mergelkalke und 15 grauer Schieferton

0,7 m H.T.:
15—20 H.T. harte dünne Bänke
55 H.T. blau

ca. 4,2 m O.G.:
20 MI: Mergel und Kalk
35 zwei Splitterkalkbänke
5 Schiefer
70 Muschelbänke
10 gelber Mergel
145 Blau- und Splitterkalk
35 MII: gelbe Mergel und Blaukalk
65 Blaukalk und Muschelbänke
30 MIII(?) Blaukalk und gelbe Mergel
— — — — — — — —?

x U.G.:
15 Muschelbank
80—90 Mergel, Blaukalkplatten und Knollen
20 wulstige Kalke und Quader
35 feste kristalline Bank
150 + Blaukalk

## 7. Profil Obergimpern (WNW) Schotterwerk.

Schieferton der Lettenkohle

2,4—2,7 m Gl.K.:
70 kristalliner braun verwitternder, drusiger Glaukonitkalk bis oben Glaukonit (SCHALCHS „brauner Dolomit")
35 Gekrösekalk mit Verknetungen
10 gelbe Mergellage (nach SCHALCH noch Lettenkohle)
70 Verknetungen und Muschelbänke
30 Gekrösekalk
45 Splitterkalk

1,8 m B.T.:
100 Schieferton mit dünnen Kalkbänkchen, oben gelb mergelig
30 Blaukalk und Mergel
25 Mergel und Blaukalk
15 Blaukalk
10 Mergelschiefer

4,1 m T.Sch.:
115 O.T. Knauerkalk, unten verbacken zu Splitterkalk
60 Muschelbänke
20 gelbe Mergel und Kalkknauern (GI?)
15 harter Splitterkalk
15 GII: Mergel und Kalk
120 Blaukalke, oben Muschelbank
65 K., oben 35 gelber dolomitischer Mergel mit Kalkbank, unten 30 grauer Mergelschiefer

0,35 H.T. blau

4,8 m O.G.:
20 MI: Mergel und Kalk
260 Blaukalke und Muschelbänke, Gervillien
20—30 MII: Mergel und Kalk
90 Splitterkalk und Muschelbänke
30 Mergel
20 Splitterkalk
25 MIII: gelbe Mergel, wenig Kalk
— — — — — — — —?

x U.G.:
25 Muschelbänke (K.T.?)
65 Wulstkalke
20 Muschelbank
130 Blaukalk
30 grauer, gelb verwitternder Mergeldolomit
50 + Blaukalk.

## 8. Profil Hüffenhardt—Wollenberg.

U.L.:
55 braune feste Dolomite
140 Schieferton und Dolomitmergel

2—2,2 m Gl.K.:
20 gelber dolomitischer Mergelkalk
5 Schiefer
20 Dolomit und Kalk
75 drusiger Glaukonitkalk
30 Gekrösekalk
50 Splitterkalk
oder 60—70 Glaukonitkalk, Muschelbänke, Septarien, Gekrösekalk
50 Mergelkalk
70—80 Gekrösekalk, oben eben, Ueberfaltung nach S u. SSW
30 Splitterkalk

1,85—1,9 m B.T.:
110 Mergelschiefer, dünne Kalkbänkchen
60 Blaukalk und Mergel
15 Schieferton

3,4 m T.Sch.:
85(—105) O.T.: kristallin oder knauerig
10(—30) GI: Mergel und Blaukalk
25—30 Splitterkalk
30—35 GII: Blaukalk und Mergel
110 Blaukalk
65 K.: 35 gelbe Mergel, 30 dunkle Schiefer

0,35—0,4 m H.T. blau—kristallin

4,4 m (+?) O.G.:
15 MI: Mergel und Kalk
30—35 harte kristalline Kalke, Terebrateln herauswitternd
25 Mergel und Kalk
225 Blaukalke
30 MII: gelbe Mergel und Kalk
85 Kalk
30 Mergel und Kalk (MIII?).

## 9. Profil Siegelsbach NO (Heiligenberg).

U.L.: Mergel, Zellendolomite und Schiefer

1,9—2 m Gl.K.:
- 20 Bonebedplättchen u. dolomitischer Kalk, Glaukonit
- 10 Mergel
- 20 braun verwitternder Kalk
- 50 Splitterkalk
- 90 Gekrösekalk und Septarien, unten Verknetungen und Splitterkalk
- 5 welliger Blaukalk

1,6—1,7 m B.T.:
- 90—100 Mergelschiefer mit Estherienplättchen
- 15 welliger Blaukalk
- 20 gelbgraue Mergelschiefer
- 25 Blaukalkbänke
- 5—10 dunkle Schiefertone

3,1 m T.Sch.:
- 15 O.T. Knauerkalk mit Schieferton, arm
- 55 O.T. oben kristallin, unten blau, wulstig
- 5 GI: Mergel
- 60 Splitterkalk
- 10—15 GII: gelber Mergel
- 95 Blaukalkbänke
- 55 K.: 30 gelbe Mergel, 25 schwarze Schiefer

0,3—0,35 m H.T.:
- 2 kristalline Bänke

4,6 m O.G.:
- 15 MI: Mergel und Kalk
- 30 Splitterkalk
- 25—30 Kalk und Mergel
- 360 Blaukalke und Muschelbänke, wenig Mergel (MII)
- 25 MIII: gelber Mergel

U.G.:
- 70 wulstiger Blaukalk, oben Muschelbank (K.T.?)
- 50 + Muschelbänke, *Gervillia*.

## 10. Profil Ruine Ehrenberg bei Heinsheim.

U.L.:
- ca. 80 Mergel und Dolomit

2,4 m Gl.K.:
- ca. 25 dolomitische Mergelplatten
- 40—45 Glaukonitkalk
- 125 Gekrösekalk, Verknetungen und Mergel
- 50 Verknetungen und Splitterkalk
- 5 welliger Blaukalk

1,8 m B.T.:
- 100 graubraune Mergelschiefer
- 45 Mergelschiefer und Blaukalk
- 20 Blaukalk
- 15 Schieferton

3,3 m T.Sch.:
- 60 O.T. knauerig, mitten kristalline Bank
- 85 kristalline und Splitterkalke
- 20 GII: gelbe Mergelschiefer und Kalk
- 95 blaue Kalke
- 65 K.: 35 gelbe Mergel, 5 Kalkbank, 30 schwarze Schiefer

0,3 m H.T.:
- 2 kristalline Bänke

O.G.:
- 25 MI: Mergel und Kalk
- 30 Splitterkalk
- 20 Mergel und Kalk
- ca. 220 Blaukalk (200 hier erschlossen)
- 20 MII = gelbe Mergel (Bartsmühle)
- x Kalk

## 11. Profil Winterberg bei Wimpfen (NNW).

2,7 m Gl.K:
- 60—70 Glaukonitkalk, kristallin, braun verwitternd
- 30 gelber mergeliger Glaukonitkalk, dolomitisch, Stylolithen mit Glaukonitkappe
- 10—15 Lumachelle mit *Myophoria Goldfussi*
- 70 kristalliner Kalk, Verknetungen, gelb und weiß herauswitternd, unten Septarien (Taf. VIII [XXVII], Abb. 4)
- 50 Gekrösekalk mit gelbem Mergel (Taf. VIII [XXVII], Abb. 1—3)
- 40 Splitterkalk und verbackener Knauerkalk

1,7 m B.T.:
- 90 schwarze Schiefertone
- 50 Blaukalk mit viel Schiefer
- 10 Splitterkalk
- 20 Schiefer und Blaukalk

3 m T.Sch.:
- 10 O.T. wulstig-knaueriger Kalk mit Schiefer
- 50 O.T. dünnbankiger Splitterkalk, blau, reicher an Terebrateln
- 75 kristalliner Kalk
- 20 GII gelbe schiefrige Mergel, KOKENs „Mergelkalk"
- 80 gelb und brauner Kalk, zum Teil dünnbankig, Terebrateln
- 60 K. = Kiesbank, sehr deutlich heraustretend, oben 30 grauer Mergelkalk, gelb verwitternd, unten schwarze Schiefer und Mergel, nach KOKEN „Letten mit Schuppen und Koprolithen"

0,35—0,45 m H.T. kristallin, zum Teil stark, riffartig anschwellend, verkieselt, dolomitisch

4,7 m O.G.:
- 30 MI: Mergel und Kalk, wenig Terebrateln
- 35 kristalline Kalke, *Gervillia*, auch noch Terebrateln
- 75 Kalke und Mergel (oben)
- 100 Wulstkalke

85 Blaukalke, oben und unten gelbe Mergel (MII), Flammendolomit-ähnlich
20 Muschelbank, unruhige Schichtung
100 Kalk mit Mergel (etwa $^1/_4$)
30—35 MIII: gelbe Mergel

U.G.:
100 + K.T Blaukalke und Hebräer = calcitische Durchschnitte von *Gervillia* (= *Hoernesia*). „Fukoiden", *Myophoria Goldfussi* (?).

## 12. Profil Altenberg bei Wimpfen (O). Siehe Textabb. 1.

U.L.: gelbe Dolomite
70 dunkle Schiefertone
20 gelbe Mergeldolomite
10 dunkle Schiefertone
70 gelbe Dolomite, mitten Mergel, Zellendolomitbildung, unten dünnes Bonebed (Blaubank)
20 Mergel
120 dunkle Schiefertone = Vitriolschiefer

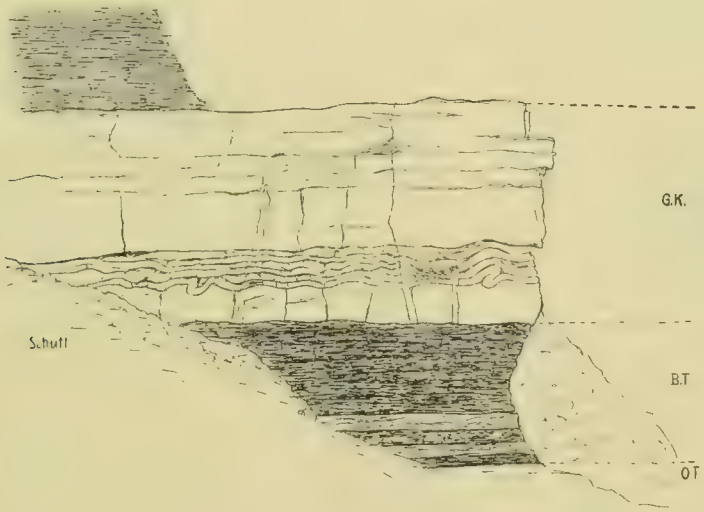
2,5 m Gl.K.:
5—10 graues dolomitisches Bänkchen, gelb verwitternd, viel Glaukonit, besonders in den Schichtflächen, Pyritwürfel in Schmitzen mit Glaukonit, wenig Bonebed
50 kristalliner Glaukonitkalk, löcherig, unten Stylolithenfläche
15 wellige Kalke, oben und unten Stylolithen
75 Splitterkalk
30 Blaukalk und Muschelbank
40 Gekrösekalk mit Drusen (Kalk-, Schwer-, Braunspat, Pyrit, Malachit, Kupferkies), Septarien, gelbe mergelige Zwischenlagen
35 Splitterkalk

1,7—1,75 m B.T.:
100 schwarze Schiefertone, sehr wenig Kalk
25 welliger Blaukalk, wenig Schieferton
15 Schieferton und Blaukalkbrocken
15 Blaukalk, unten knauerig, Bonebed, *Lingula*
15 Schieferton und Kalkknollen

3,3 m T.Sch.:
90—95 O.T. kristallin, besonders oben sehr reich (wie sonst H.T.)
25 GI: gelber Mergelkalk
70 kristalliner Splitterkalk
10 GII: Schieferton
110—120 dünne Blaukalkplatten, unten Mergelkalk (K).
25 K.: schwarzer Schieferton

0,3 m H.T. kristalliner Kalk, reich

O.G.:
40 MI: Mergel und Kalk
40 kristalliner Kalk, Stylolithen
150 + Blaukalk, Muschelbänke, *Gervillia*.




Textabb. 1. Fränkische Grenzschichten vom Altenberg bei Wimpfen. $^1/_{100}$ nat. Gr. *O.T.* Obere Terebratelbank, *B.T.* Bairdienton. *G.K.* Glaukonitkalk, darüber Lettenkohle.

## 13. Profil Bonfeld (O), Untere Mühle.

U.L.:
ca. 250 dunkle Schiefertone, mitten etwas Dolomit
100 gelbe dolomitische Bänke
80 dunkle Schiefertone
50 gelber Dolomit (Platten und festere Mergel) = „untere Dolomite" (U.D.)
70 gelbe dolomitische Mergel (D.M.)
25—35 Blaubank (Bl.), gelb dolomitisch verwitternd, glatte und Muschelbänkchen, Bonebed, Glaukonit
15—20 gelber dolomitischer Mergel

100 Vitriolschiefer:
45 dunkle Schiefertone
5 Bonebed an der Unterseite eines Mergelkalkbänkchens = mittleres Crailsheimer Bonebed
50 dunkle Schiefertone und Mergel

2,4—2,7 m Gl.K.:
- 15 gelber dolomitischer Mergel mit Glaukonit u. Bonebed
- 60 Glaukonitkalk, mitten I. Gekrösekalklage
- 30 Verknetungen (Splitterkalk)
- 25 II. Gekrösekalk mit gelbem Mergel; wo dieser überwiegt, statt Wellen Kalkknollen und Septarien mit Baryt
- 55 Verknetungen und Muschelbänke, Stylolithen
- 5 Mergel
- 35 III. Gekrösekalk
- 25 Verknetungen
- 15 Muschelreicher Splitterkalk

1,8—1,9 m B.T.:
- 110—120 dunkler Schieferton, wenig Kalkplatten, Ceratiten sehr selten

- 50—55 blaue und wulstige Kalke mit Mergel
- 15—20 Schieferton, wenig Kalk

} *Cer. semipartitus* reichlich

3,5 m T.Sch.:
- 15 O.T. dünnes Terebratelbänkchen u. Kalknauern, Terebrateln im Mergel
- 60—65 O.T. kristalline Terebratelbänke, mitten etwas Mergel
- 5 GI: gelber Mergel
- 95 blauer und Splitterkalk
- 15 GII: gelber Mergel, wenig Kalk
- 95 dünne Kalkbänke
- 65 K.: gelber Mergel, Kalk und grauer Schiefer mit Terebrateln

0,3—0,35 m H.T. blau

O.G.:
- 40 MI: gelber Mergel
- 100 + Splitterkalk u. Muschelbänke mit viel Mergel (½)

## 14. Profil Jagstfeld WNW (Ziegelhütte).

2,5 m Gl.K.:
- 50 Glaukonitkalk
- 40 Gekrösekalk
- 30 Lumachelle, *Trigonodus*, unten Verknetungen
- 100 Gekrösekalk
- 30 Splitterkalk, Knochen

1,7—1,2 m B.T.:
- 100 Schieferton
- 30 Kalk und Schiefer
- 25 3—4 Kalkbänke, unten Bonebed
- 15 Schiefer

} Bei der Ziegelhütte geringste Mächtigkeit 1,1—1,4 m, zum Teil durch Ausquetschung der weicheren Schichten

4,6—4,3 m T.Sch.:
- 310—250 kristalline Kalke, nach O rasch abnehmend, zum Teil „Kristallkalk"
- Obere Hälfte = O.T.[1]), hart, dünnbankig, Terebrateln, Gervillien, *Lima*, Austern, viel *Terquemia*
- dann dünnschichtige Lagen, etwa = GI
- unten 100 dickere Bänke mit schwarzen Einschlüssen und Glaukonit
- 20 GII: gelbe Mergelschiefer
- 90—100 Blau- und Splitterkalke, dünnbankig, Terebrateln, nicht H.T.
- 55 K., typische Kiesbank, gelbe Mergel, mitten Kalkbank, unten grauschwarze Schiefer

0,4 H.T. blau, kristallin, reich

5—5,3 m O.G.:
- 30 MI: gelbe Mergel und Kalkplatten
- 260—280 Muschelbänke (Hebräer), Blaukalke, wenig Mergel
- 40 MII: blauer Mergelkalk, glatt, gelb verwitternd
- 90—100 Muschelbänke
- 20 gelbe Mergel und Kalke
- 25 Blaukalk
- 40 MIII: gelbe Mergel und Kalkplatten

U.G.:
- 240 + K.T.: oben reiche Muschelbank, *Gervillia*, *Pseudomonotis*, kleine Austern, „Hebräer"

## 15. Profil Jagstfeld—Duttenberg (St.-Anna-Kapelle).

ca. 2,5 m Glaukonitkalk

1,9 m B.T.:
- 130 Schiefer, zum Teil verstürzt
- 25 Kalk und Schiefer
- 25 Splitterkalk, unten Bonebedreste, Aufwühlung des Untergrundes, Trümmer von Terebratelschalen
- 10 Schiefer

3,2—3,3 m T.Sch.:
- 40—45 O.T.: oben kristallines Terebratelbänkchen, unten knauerig
- 110—115 Muschelquader-Kornstein (am Bahnhof nur noch 95 cm)
- 20 GII: gelbe Mergel
- 100 blaue Kalke
- 60 K.: gelbe Mergel, mitten Kalkbank, unten dunkle Schiefer

0,4 m H.T. hart, kristallin, reich (am Bahnhof über 20 cm hohe Riffanschwellungen)

O.G.:
- 35 MI: gelbe Mergel und wenig Kalk
- 150 + Muschelbänke, Blaukalke und Mergel

1) An der Ziegelhütte liegen auf O.T. wellige Blaukalke, auf 2 m 7 Wellenzüge, deren Kämme immer O—W liefen. Wenige Meter seitlich aber nur Kuppen und domartige Auftreibungen.

## 16. Profil Heuchlingen NO.

2,5 m Gl.K.:
- 120 muschelreicher Glaukonitkalk
- 35 Wulstkalk, oben gelbe Mergel, Septarien, unten Muscheln
- 65 Gekrösekalk
- 30 Splitterkalk

1,8 m B.T.:
- 125 Schieferton
- 30 Schiefer, wenig Kalk
- 15 Splitterkalk, wenig Schieferton
- 10 Schieferton

3,6 m T.Sch.:
- 30 O.T.: wulstig-knauerige Kalke, fossilarm
- 155 kristalline und Splitterkalke, Stylolithen; bei 120 knauerig (Gi?), unten schwarze Fetzen eingesprengt, Glaukonit
- 25 Gii: gelbgraue Mergelschiefer
- 100 blaue Kalkbänke
- 50 K.: gelbe Mergel mit Kalkbank, unten schwarze Schiefer

0,35 m H.T. reich, kristallin

4,8—4,9 m O.G.:
- 25 Mi: Mergel und Kalk
- 50 Kalk
- 10 Mergel
- 200 Splitterkalk und Hebräer, wenig Mergel
- 55 Mii: blauer Mergelkalk, gelb verwitternd
- 100 Blaukalk, unten plattig
- 40—50 Miii: Mergelkalk

ca. 6,5 m U.G.:
- 380 K.T.: blaue Kalke, runde Hebräer, besonders oben
- ca. 270 T.H.: 70 Mergelschiefer und Kalkknollen
  - ca. 40 Kalk
  - ca. 60(?) Mergel
  - 60 Kalk
  - 40 Mergelschiefer

## 17. Profil Kochendorf (NO) Kocherhalde.

U.L.:
- ca. 100 Schieferton
- 50 Mergeldolomit (U.D.)
- 75 Dolomitmergel (D.M.)
- 10 Schieferton
- 20 Mergeldolomit grau, gelb verwitternd, mit Bonebed (Bl.)
- 50 schwarzer Schieferton
- 20 vorstehende Plättchen } (V.)
- 50 Mergelschiefer und Schieferton }

2,2—2,3 m Gl.K.:
- 5 graue Bank mit Glaukonit und Bonebed
- 20 mergelig-dolomitische Lage
- 35 Glaukonitkalk, liegende Stylolithen
- 5 Gekrösekalk
- 70 Splitterkalk
- 45 Gekrösekalk
- 45—50 Splitterkalk

1,6—1,8 m B.T.:
- 50 gelbe Mergelschiefer mit Kalkbänkchen
- 40—60 schwarze Schiefer, wenig Kalk
- 30 wellige Kalke und Mergel
- 10 Schieferton

20—25 Blaukalk und Splitterkalk, Muscheln, unten schwaches Bonebed

10—15 Schieferton und wenig Blaukalk

2,9—3 m T.Sch.:
- 30 (15—35) O.T.: Knauerkalk mit Mergelschiefer (dem Bairdienton ähnlich)
- 80 (65—95) O.T.. kristallin, reich; Pyrit
- 5 (1—10) Gi: gelbe Mergel
- 35 (30—40) harter Splitterkalk mit schwarzen Einschlüssen, Glaukonit, sehr magere Sphärocodien (gegen Oedheim)
- 15 Gii: Mergelschiefer
- 90 Blaukalk, *Terquemia*, Terebrateln
- 20 gelber Mergelkalk } K.
- 15—20 schwarze Schiefer }

0,6 m H.T. kristallin, reich, *Lima*

O.G.:
- 25 Mi: Mergelschiefer und Kalk
- 220 Muschelbänke und Blaukalk; bei Oedheim dann wellige Kalke, deren Züge N—S streichen, mit Wülsten

## 18. Profil Hagenbach S, bei der Eisenbahnbrücke.

2,5 m Gl.K.: Glaukonitkalk, Gekrösekalk, Septarien

1,9—2 m B.T.:
- 130—140 graubrauner Schieferton mit auskeilenden Kalklagen, oben gelblich verwittert, unten schwarz
- 10—15 Blaukalk
- 15—20 Schieferton
- 25 „laufende Schicht", Splitterkalk mit Muscheln, Pyritwürfeln, unten Bonebed
- 10—15 Schieferton und Blaukalk

3—3,1 m T.Sch.:
- 30 O.T.: Knauerkalk mit Schieferton
- 80 O.T.: kristallin, oben Pyrit
- 5 Gi: gelbe Mergel
- 35—40 Splitterkalk, Terebrateln, Pyrit, Glaukonit (unten)
- 15 Gii: gelbe, schwarze Mergelschiefer
- 100 Blaukalk, unten übergehend in
- 20 gelber Mergelkalk } K.
- 15—20 grauschwarze Schiefer }

0,6—0,95 H.T.: „Eichene“, sehr reich, kristallin (bei 20 blättrig), innerhalb 1—1,5 m Riffanschwellung 60—95 cm

2,5 m O.G.:
- 25 MI: Mergelschiefer und Kalk
- 60 Muschelbänke und Blaukalk
- 5 schwarze Schiefer
- 200 Blaukalk und Muschelbänke
- 45 MII: grauer Mergelkalk, gelb verwitternd
- 20 Muschelbank
- 80 + Blaukalk, darunter Schiefer = MIII.

## 19. Profil Degmarn N, Kochertürn O, Bürg SW.

2,7—3 m Gl.K.: Glaukonitkalk, gelbe Mergel, Gekrösekalk, Splitterkalk

1,8 m B.T.:
- 120 schwarzer Schieferton, oben gelb
- 60 Kalk und Schieferton wechsellagernd

3,2—3,3 m T.Sch.:
- 80—90 O.T.: kristallin, oben manchmal knauerig mit *Ceratites semipartitus*
- 15 (5—25) GI: graue Mergel, gelb verwitternd
- 35—45 Splitterkalk
- 40 GII: gelber Mergel und Kalk
- 90—100 Splitterkalk, *Myophoria Goldfussi*, unten 40 reiche Terebratelbank
- 50 K.: oben gelbe Mergel und Kalk, unten Schiefer

0,5 m H.T.:
- 45—55 kristallin, „Eichener Felsen“, „Zäher“.

4,9—5 m O.G.:
- 20 MI: Mergelschiefer
- 270 Muschelbänke und Blaukalke, von 70—90 Hebräer mit *Gervillia* und *Orbiculoidea discoides* (Kochertürn)
- 30—40 MII: gelbe Mergel, wenig Kalk
- 35 Muschelbänke
- 100 Blaukalke und Hebräer
- 40 MIII: gelbe Mergelschiefer

U.G.:
- 350 Wulstkalke (K.T.), oben Pflasterstein

## 20. Profil Gochsen O (Buchsmühle).

3,3 m Gl.K.:
- 90 Glaukonitkalk, Bonebed
- 190 blaue u. Splitterkalke, Lumachellen, Gekrösekalke
- 45 Splitterkalk

1,8 m B.T.:
- 120 schwarze Schiefertone
- 35 Schieferton, wenig Blaukalk
- 15 Blaukalk
- 10 schwarzer Schieferton

3,1 m T.Sch.:
- 15 O.T.: kristalline Bank mit Bonebed
- 75 O.T.: Blaukalk
- 20—25 GI typisch
- 40 Muschelbank
- 25—30 GII: gelbe Mergel und Kalk
- 80—90 Splitterkalk
- 50 K.: oben gelbe Mergel und Kalk, unten Schieferton

0,65 m H.T.

5,45 m O.G.:
- 25 MI: Schiefer und Kalk
- 300 Kalkbänke
- 30 MII: Mergel und Kalk
- 140 Wulstkalke
- 50 MIII: gelbe Mergel und Schiefer

ca. 5,3 m U.G.:
- ca. 300 K.T.: Kalke
- 80 Schiefer und Kalkbrocken
- 20 Muschelbank
- 60 Schiefer
- 50 Blaukalk
- x Schiefer

} T.H.

## 21. Profil Lampoldshausen, Ort und Weg nach Züttlingen.

U.L.: Kalkbrocken (Bl.)
ca. 150 Lettenschiefer (V.)

---

2,6 m Gl.K.:
- 100—110 Glaukonitkalk, oben Glaukonit, Bonebed, Koprolithen, mitten gelb mergelig
- 20 gelber Mergelkalk
- 40—50 Lumachelle mit Verknetungen, Septarien
- 40 Gekrösekalk
- 40 verbackener Knauerkalk, unten dünne Wellenbank.

1,9—2 m B.T.:
- 130 Schieferton, bei 80 auskeilende Kalklage mit *Estheria*, *Lingula*
- 20 welliger Blaukalk
- 20 Schieferton
- 20—25 Splitterkalk, unten Bonebedlage
- 10 Schieferton

2,0—2,8 m T.Sch:
- 35 O.T.: Knauerkalk, wenig Terebrateln
- 20 Splitterkalk
- 25—35 GI: typische gelbe Bank
- 35 Muschelbänke
- 30 GII: gelbe Mergel und Kalk
- 40 fünf blaue Kalkbänke, durch gelbe Lagen getrennt
- 35 zwei kristalline Bänke, sehr viel rötliche Terebratelschalen

} „Siebenblättriger“, Riffanschwellungen
- 50 K.: oben gelbe Mergel und Kalkbank, unten Mergelschiefer

0,56 m H.T.: kristallin, bei 15—20 blättrig, sehr reich, „Haarige“

O.G.:
- 20—25 MI: gelbe Mergel und Kalk
- 150 Muschelbänke und Blaukalke

## 22. Profil Kochersteinsfeld SW.

U.L.: Schieferton

2,8 m Gl.K:
- 10 dolomitische Platten, Bonebed, Glaukonit
- 55 kristalliner Kalk, sehr viel Glaukonit
- 50 gelbe mergelige Glaukonitkalke und wulstige Kalke
- 60 Splitterkalk, Septarien, knauerige Kalke
- 15–30 Muschelbank, rasch wechselnd, Septarien
- 50—35 Gekrösekalk mit gelbem Mergel
- 35—40 Splitterkalk, zum Teil wulstig

1,8 m B.T.:
- 100—110 grünbrauner Mergelschiefer (verschüttet)
- 45 wellige Blaukalke und Schiefer
- 20 Splitterkalk
- 10 Schiefer

3,1 m T.Sch.:
- 35 O.T.: kristalline Bank mit wenig Terebrateln und Bonebedresten
- 10 blättriger Kalk
- 55 wulstiger Splitterkalk
- 5 GI: gelber Mergel
- 60 feste Splitterkalke, unten schwarze Einschlüsse (Knollen), Glaukonit, Muscheln
- 20 GII: gelbe Mergel, wenig Kalk
- 80 blaue wulstige Kalkbänke, viel Terebrateln
- 50 K.: gelbe Mergel mit wenig Kalk, unten Schiefer

0,7 m H.T.: kristallin, sehr reich, bei 20 blättrig

ca. 4,5 m O.G.:
- 20 MI: gelbe Mergel
- 100 Muschelbänke und Schiefer
- 70 Blaukalk und gelbe Mergel
- 100 Kalk.

## 23. Profil Unterohrn (W) kombiniert.

2,25 Gl.K.:
- 90 Glaukonitkalk, braun verwitternd, drusig, bei 20—40 mergelig; plattiges Bonebed
- 15 Gekrösekalk mit Firstsprüngen.
- 30 Splitterkalk
- 5 Mergel mit Kalkknollen
- 30 Verknetungen
- 15 Gekrösekalk und gelber Mergel
- 35 Splitterkalk

1,75 m B.T.:
- 130 graubrauner Schieferton, wenig Kalklagen, *Bairdia pirus*
- 15 welliger Blaukalk und Kalkknollen im Mergel
- 15 Blau- und Splitterkalk
- 15 gelbgraue Letten

2,6 m T.Sch.:
- 40 O.T.: Knauerkalk und Schiefer, oben dünnes Kalkbänkchen, Bonebed; außer Terebrateln *Gervillia*
- 30 Splitterkalk, unten muschelreich
- 5 GI: gelbe Mergel
- 75 Splitterkalk
- 10 GII: gelbe Mergel
- 20 Splitterkalk } Terebrateln
- 10 Knauerkalk }
- 50 Splitterkalk, *Gervillia*
- 20 K.: gelbe Mergel und graue Schiefer

0,7 m H.T.: oben hart, bei 20 blättrig, unten hellblau

4,75 m O.G.:
- 15 MI: gelber Mergel
- 270 Wulst- und Splitterkalke, Hebräer mit *Gervillia*
- 40 MII: gelbe Mergel und dünne Kalkbänke
- 115 Wulstkalk
- 35 MIII: dunkle Mergel — Mergelkalk

3,8 m U.G.:
- 215 K.T.: Blaukalke und Muschelbänke, besonders oben, kleine Terebrateln, *Pseudomonotis*, Myaciten
- 155—165 T.H., u. zwar: 60 dunkle Mergelschiefer mit Kalkknollen
  - 35—40 harter blauer Schieferkalk
  - 30—35 dunkle Schiefertone
  - 20 blauer Kalk
  - 10 Schiefer und Kalk

*Nodosus*-Platten:
- 440 Blau- und Splitterkalke
- 25 dunkle Mergelschiefer
- 50 + Kalk

## 24a. Profil Pfahlbach S.

U.L.:
- 40 Kalk- und Dolomitbrocken (Bl.)
- 130—140 Mergelschiefer (V.)

2,3 m Gl.K.:
- 60—65 drusiger Glaukonitkalk, zum Teil gelb verwitternd
- 10—15 Muschelbank, *Myophoria Goldfussi*
- 50—60 verbackener Knauerkalk
- 50 Gekrösekalk mit Septarienrissen
- 55 Splitterkalk, unten dünne Blaukalkwelle

} Septarien allseitig von festem Kalk umgeben und fest mit ihm verbunden

1,9 m B.T.:
- 130 Schieferton mit *Estheria*, oben gelb mit Kalkplatten, unten schwarz
- 60 blaue Kalke, zum Teil schwach wellig, besonders unten Schiefer

2,6 m T.Sch.:
- 15 O.T.: knauerige Kalke mit Schiefer, fossilarm
- 40—45 O.T.: Splitterkalk, mehr Terebrateln
- 20 GI: gelber Mergelkalk mit ausgefüllten Blaukalkröhren
- 50 Splitterkalk
- 15 GII: gelbe Mergel

90 Blau- und Splitterkalk
25 K.: oben gelb, unten schwarz

0,6—0,7 m H.T. sehr reich, kristallin

4,5 m + O.G.:
25 MI: gelbe Mergel, wenig Kalk
230 Muschelbänke und Wulstkalke, Schnecken, *Gervillia*
ca. 200 dünne Kalkbänke (MII etc.).

## 24b. Profil Sindringen—Pfitzhof.

Fränkische Grenzschichten verstürzt, noch 1,3 m B.T. erschlossen

3,45 T.Sch.:
35 O.T.: Knauerkalk mit Schiefer
170 Muschelbänke und Splitterkalk
20 GII: gelbe Mergel
90 dünne Kalkbänke, sehr reich an Terebrateln
30 K.: gelbe Mergel und Schiefer

0,6 m H.T.: sehr reich, bei 20—25 blättrig

5,2 m O.G.:
30 MI: gelbe Mergel, wenig Kalk
30 Muschelbänke
420 Blau- und Splitterkalke, Muschelbänke, in $^2/_3$ Tiefe gelbe Mergel (MII)
40 MIII: gelbe und graue Mergelschiefer

5,7 m U.G.:
290 K.T.: Wulstkalke
280 T.H. u. zwar: 90 graue Mergelschiefer, wenig Kalk
35 Muschelbank—Kornstein
60 graue Mergelschiefer, wenig kantige Kalke
60 Blau- und Splitterkalk, zum Teil kristallin
35 graugelbe Mergelschiefer

100 + Kalk

## 25. Profil Sall-Tal, Steinsfürtle—Friedrichsruh.

2 m Gl.K.:
35—40 Glaukonitkalk mit Bonebed
25 Verknetungen von Glaukonit- und Blaukalk
70 Muschelbank, *Myophoria Goldfussi*
25 Gekrösekalk, Septarien
40 verbackener Knauerkalk, Splitterkalk

1,7 m B.T.:
100 grauer Schieferton
25 stark wellige Blaukalke (Firstsprünge), wenig Schiefer, oben braunes Bonebed
30 ebene Blau- und Splitterkalke
10 Schieferton

2,3 m T.Sch.:
30 O.T.: oben 5 cm Terebratelbänkchen, unten Knauerkalk und Schieferton; Terebrateln
30 Splitterkalk
20 GI: gelber Mergelkalk
60 kristalline Muschelbänke, mitten Schiefer, zum Teil Kornstein, Terebrateln
10 GII: gelbe Mergel und Kalkbrocken
65 Knauerkalk mit Schiefer, oben und unten fester. Terebrateln
20 K.: graue und gelbe Mergel

0,7 m H.T.: oben kristallin, voll von Terebrateln, unten hellblau; sehr reich

5,4 m O.G.:
35 MI: gelbe Mergel, wenig Kalk
85 Wulstkalke und Muschelbänke, *Gervillia*
20 Mergel und Kalk
200 Muschelbänke und Wulstkalke, *Gervillia*, *Pseudomonotis*
45—50 MII: gelbe Mergel, mitten dolomitischer Kalk
120 Muschelbänke, mitten Wulstkalk und Mergel
40—50 MIII: Mergelschiefer

4,2 m U.G.:
210 KT.: 20 Muschelbank
70 Wulst- u. Splitterkalk
30 Kornstein I, Muschelbank
90 Knauerkalk, mitten Kornstein
} kleine Terebrateln, *Gervillia*, *Myacites*, *Lima*, Austern, Schnecken

210 TH.: 75 graue Mergelschiefer, wenig Kalkknollen und -Lagen
20 Splitterkalk—Muschelbank, unten Blaukalklage
40 Mergelschiefer
20 dünne Kalkplatten und Mergel
40 Splitterkalk—Kornstein
5 Mergel

8,7 m + *Nodosus*-Platten:
230 Kornstein II, unten Wulstkalk
15 gelbe Mergel und Kalk (a)
80 oben Muschelbank, unten Wulst- und Knauerkalk
45—50 gelbe Mergel, mitten Blaukalkplatten (b u. c)
45 Blaukalkplatten, wenig Mergel
20 Muschelbank
50 gelbgraue Mergel, unten mit Blaukalkplatten (d)
100 Splitterkalk, oben dickbankig, Aufwühlung
35 Wulstkalk und Mergel (e)
60 Splitterkalk und Muschelbänke
25 Blaukalkplatten, wenig Mergel, oben ***Asterias ciliicia*** (gefunden von Lehrer WILH. MATTES, Groß-Hirschbach)
60 Splitterkalk
100 dünne Blaukalkplatten (f)

## 26. Profil Neufels.

Die oberen 26 m sind am linken Ufer an der Straße nach Kirchensall erschlossen, die *Cycloides*-Bank steht ca. 8 m über der Kupfer an. Die K.T. ist am besten am rechten Ufer in dem Steinbruch am Straßenknie zu sehen. Die untere Lettenkohle ist am Ort selbst aufgeschlossen (W, NW und S).

U.L.:
- 100 + gelbbraune Dolomitmergel (U.D.)
- 60 dolomitische Mergel und Kalkbrocken (D.M.)
- 15 Blaubank: homogener Blaukalk, zum Teil mit Poren, unten graubrauner Bonebedmulm (Bl.)
- 140—150 graue und gelbbraune Schiefertone (V.)

---

1,8—2 m Gl.K.:
- 60—70 blättriger, glaukonitischer Kalk mit typischer Fluidalstruktur und reichem Bonebed, *Myophoria Goldfussi*
- 90 Gekrösekalk und Verknetungen, Septarien
- 30 gelbgrauer Splitterkalk
- 5 Gekrösekalkwelle

1,7—1,8 m B.T.:
- 110—120 dunkle Schiefertone
- 25 wellige Blaukalke mit Mergel
- 20 Blaukalk, wenig Mergel
- 10—15 Mergelschiefer

2,7 m T.Sch.:
- 5 O.T.: harte Terebratelbank
- 30 O.T.: knorrige Kalke, wenig Mergel, außer Terebrateln: *Terquemia, Gervillia socialis, Myalina, Ceratites semipartitus*
- 55 Splitterkalke und Muschelbänke
- 15—20 GI: fossilfreier gelber Mergelkalk
- 50 kristalline Muschelbänke, hervortretend
- 20 GII: gelbe Mergel, wenig Kalk
- 15 kristalline Muschelbank
- 50 wulstige Kalke mit Terebrateln
- 25 K.: oben gelber Mergel, unten dunkle Schiefertone

0,6—0,7 m H.T.: oben kristallin, sehr hart, unten blättrig mit vielen Stylolithenzügen, reich. *Terquemia, Lima, Ceratites semipartitus*

5,9 m O.G.:
- 30 MI: Mergel
- 310 { 30 Kalkplatten mit *Gervillia*; 55 Splitterkalke; 75—80 Schiefer und Kalkplatten; 145—150 Splitterkalke, oben festere Bank, unten sich in Wulstkalke auflösend }
- 50 MII: dunkle Schiefertone und wenig kantige Blaukalke
- 15 Muschelbank
- 120 Blau- und Splitterkalke
- 60—70 MIII: Schiefertone, unten mit Kalkplatten

3,4 m U.G.:
- 160—180 K.T.: oben Muschelbank, dann Wulstkalke, unten lockerer mit Mergel; kleine Terebrateln, große Gervillien (Hebräer), *Myacites, Pseudomonotis*
- 170 T.H. und zwar: 55 schwarze Schiefertone; 25 Muschelbank; 40 schwarze Schiefertone, wenig Kalk; 25—35 Splitterkalk; 20 schwarze Schiefertone — 16,3 m

Obere *Nodosus*-Platten:
- 370 Kalke u. zwar: 75 Muschelbänke, unten wulstig; 150 Muschelquader II mit Schnecken (herauswitternd); 30 Wulstkalk; 65 dünne Blaukalkplatten, wenig Mergel, seitlich bis 20 cm dicke „Hebräer"-Bänke (b); 10 kristalliner Splitterkalk; 40 blaue Wulstkalke
- 150 Ton herrschend: 35 schwarze Schiefertone, Kalkknollen u. dünne Kalkbänke (c); 25 Splitterkalkbank; 30—35 kristalline Quader, Muscheln, schwarze Einschlüsse; 55 schwarze Schiefertone (d)
- ca. 800 Kalk herrschend: 105 wulstige Kalke; 25 Schiefer und Kalk (e); 40 Splitterkalk; 20 glatte graue Kalkbank; 105 Splitterkalk, wenig Muscheln, Stylolithen; 15 glatte graue Mergelkalkbank, gelb verwitternd; 20 schwarze Schiefer, wenig Kalk (f); 110 glatte graue Kalke mit schwarzen Schichtfugen; 50 + Splitterkalk mit Stylolithen; Sohle des Steinbruchs; ca. 400 Kalkbänke, Oolithbank
- ca. 250 Mergel, wenig Kalk — ca. 33 m

*Cycloides*-Bänke, Terebratelschalen, zum Teil mit roten Farbstreifen

Untere *Nodosus*-Platten:
- 800 Blaukalke und dünnere Muschelbänke mit viel Schiefer; *Gervillia socialis, Ceratites spinosus, evolutus, compressus*
- Kupferbett

## 27. Profil Künzelsau (kombiniert).

Gl.K.: „Gaisbacher Rang", neue Amrichshäuser Steige; B.T.: Weg nach Haag; T.Sch.: Höhenrand um das Künsbachtal (Weg nach Künsbach und Haag, Schipperg) O.G. und U.G.: Steinbrüche am Galgenberg, Gaisbacher Rang, Eisenbahneinschnitt, Häsle W und bei Garnberg; *Nodosus*-Platten: Gaisbacher Rang, Eisenbahneinschnitt.

U.L.: Mergelschiefer, etwa 50 cm über der Grenze fester, plattig

1,8—2,1 m Gl.K.:
- 35 Bonebed und Glaukonitkalk, unten muschelreich, *Myophoria Goldfussi*
- 30 Muschelbank
- 90—100 Gekrösekalk mit wenig gelbem Mergel, Septarien, Lumachellen
- 50 Splitterkalk, oben dünne Muschelbank mit *Trigonodus Sandbergeri* und *Myophoria vulgaris*

1,8 m B.T.:
- 110 graubrauner Schieferton, bei 90 auskeilende Estherienplatten
- 20 Kalkknollen und Blaukalkbänkchen mit Mergelschiefer
- 15—20 wellige Blaukalke mit Mergelschiefer
- 15 wulstiger Blau- und Splitterkalk
- 15—20 Schieferton mit Kalkknollen

2,7—2,8 m T.Sch.:
- 50—70 O.T.: oben knauerig-knorrig (Pelz), unten kompakt; zum Teil auch kristalliner Kornstein, sehr reich. *Terquemia, Gervillia, Turritella, Ceratites semipartitus*, Bonebedreste
- 20—30 Wulst- und Splitterkalk, muschelreich, oben Sphärocodien in Kümmerformen, Pyrit, Bonebedreste
- 2—20 GI: gelber Mergelkalk, fossilleer, Mächtigkeit rasch wechselnd
- 70 muschelreiche Kalkbänke, Terebrateln, untere Hälfte glaukonitreich
- 15—20 GII: gelbe Mergel und Kalk
- 65 plattiger Kalk, unten harte Muschelbank, Terebrateln
- 20—30 K: gelber Mergel mit dünnen Kalkbänkchen, Terebrateln, unten Schiefer

0,4—0,6 m H.T.: dünnbankig verwitternde muschelreiche Kalke, sehr reich; *Gervillia, Terquemia, Lima, Myalina, Ceratites dorsoplanus*

5,6—6 m O.G.:
- 30 MI: gelbe Mergel, wenig Kalk
- 280 Kalkplatte, Wulstkalke, Muschelbänke (besonders unter der Mitte), Mergel, *Gervillia, Ceratites dorsoplanus*
- 50—60 MII: gelbe Mergelschiefer, wenig Kalk
- 125—160 Wulst- und Splitterkalke, wenig Mergel, oben Muschelbank mit *Gervillia, Ceratites dorsoplanus*
- 50—90 MIII: gelber Mergelschiefer, unten mit kantig klüftenden Kalkplatten

ca. 4 m U.G.:
- 120 (80—50) K.T.: Wulstkalke, Knauerkalke, unten Mergelschiefer; unten seitlich in Quader übergeführt (Garnberg); kleine Terebrateln, *Gervillia, Lima, Pecten, Myacites, Pseudomonotis, Myophoria Goldfussi*
- 170 (100, 150, 170, 180, 190, 230, 250, 290, 300) **Muschelquader** = rötlicher Kornstein I, reine Muschelbreccie, schöne Stylolithen, unten Blaukalkschmitzen. Glaukonit, Bonebed, Oolith
- 110 (70—160) T.H.: Mergelschiefer mit Kalkknollen

Obere *Nodosus*-Platten:
- 180 Quader II, oft sich auflösend zu Splitterkalk und Wulstkalk
- 70 blaue Kalkplatten und Mergel (b)
- 50 Splitterkalk, unten knauerig
- 150 Ton herrschend: 50 schwarze Schiefertone, wenig Kalk (c)
  80 Splitterkalk—Kornstein
  40 schwarze Schiefertone (d)
- x dünne Blaukalkplatten

## 28. Profil Kupferzell.

Zu beiden Seiten der Kupfer unterhalb der Eisenbahnbrücke; die H.T. ist erst bei Ulrichsberg erschlossen; den ersten 3 größeren Aufschlüssen fehlt je etwa $^1/_2$ m bis zur H.T. *Myophoria pes anseris* (mit Schale!) und *Ceratites semipartitus* besiedelt von vielen *Orbiculoidea* (B.T.?).

U.L.:
- Verstürzter brauner Dolomit (U.D.)
- ca. 30 gelber Mergel (D.M.)
- 20 „Blaubank": typ. Glaukonit, Bonebed und Blaukalk, *Myophoria Goldfussi* und viele andere Muscheln, Koprolithen, *Acrodus*
- 130 „Vitriolschiefer", grauschwarze Schiefertone, unter der Mitte plattig-glimmerig mit Bonebed

2,2—2,6 m Gl.K.:
- 5 sandiges Bonebed, Glaukonit, *Myophoria vulgaris*
- 65—70 grauer Glaukonitkalk, blättrig mit Bonebed und Schiefertonzwischenlagen

35—0 (0) wellige Kalke, Verknetungen, Septarien (besonders im 2. und 3. Aufschluß)

110—170 (150) Muschelbänke, Stylolithen, Glaukonit, umkristallisierter Kalk = „Kristallkalk" oder „Kernstein", dem Calcaire de Servigny sehr ähnlich (nach BENECKE). Das Anschwellen erfolgt auf Kosten der Bänke darüber und darunter. Bei Ulrichsberg ganz Gekrösekalk

5—40 (5) Gekrösekalk bzw. eine wellige Kalkbank

1,8 m B.T.:
- 120 schwarze Schiefertone, *Bairdia pirus* sehr häufig; *Ceratites semipartitus*, Pyrit. Oben gelb-

braun verwittert; bei 60—80 von S her einkeilende Kalkbänke, nach N bloß noch Knollen
40—50 graue wellige Kalke, unten ebenflächig, splittrig, „Speckheuchel", *Myacites*, unten Bonebed
10—20 schwarzer Schieferton mit Kalkknollen

2,3—2,5 m T.Sch.:
60—80 O.T.: oben reiches kristallines Bänkchen = Terebratel—Lumachelle; dann Knauerkalk mit Mergel, Terebrateln, *Terquemia, Gervillia, Myacites, Cer. semipartitus*; unten Splitterkalk oder verbackener Knauerkalk mit Terebrateln
10—35 Gi: gelbe Bank, gelber dolomitischer Mergelkalk
25—50 Splitterkalk mit schwarzen Einschlüssen, Sphärocodien spärlich; Terebrateln, Glaukonit
15—20 Gii: gelbe Mergel, wenig Kalk
20 Splitterkalk, Terebrateln
20 Knauerkalk mit Mergel
20 Splitterkalk mit Terebrateln
25 K.: oben gelber Mergel, unten dunkle Schiefer

ca. 0,5—0,6 m H.T.: hart, viele seideglänzende Schalen

## 29. Profil Rüblingen—Goggenbach (östlich der Straße).

ca. 2,4 m T.Sch.:
ca. 35 (+?) O.T.: knorrige Kalke — Lumachelle
150 Splitterkalke, dünne und dicke Bänke wechselnd
50 K.: gelbe Mergel mit Terebratelbänkchen

0,6—0,9 m H.T.: sehr reich, kristallin-blättrig, dünnbankig verwitternd

4,6 m + (bzw. 4,2 m +) O.G.:
25 Mi: gelbe Mergel und dünne Kalkbänke
140 Splitterkalk mit viel Mergel, unten viel Gervillien
25 kristalline Muschelbank, hervortretend (wie bei Künzelsau)
85 Splitter- und Wulstkalke
45 (30) Mii: gelbe Mergel und Schiefer
15—20 kristalline Muschelbank
65 Wulstkalk und Mergel
20 Splitterkalk
35 Miii: Mergel, bei Goggenbach schon ganz in Quader übergeführt

5,5 m U.G. + Teile von O.G.:
300—340 Quader = Kornstein I, fast ohne Schichtfuge; oben zum Teil = Miii, mit Stylolithenzügen, auf denen sich Moos ansiedelt
10 Blaukalk
40 Kornstein, dünnbankig
125 Splitterkalke
80 wellige Blaukalke und Mergel

Obere *Nodosus*-Platten:
220 Kornstein II, unten sich auflösend
140 Knauerkalk und Splitterkalk wechsellagernd
100 Mergelschiefer, wenig Kalk (c, d?)
ca. 10 m Blaukalke, Mergelschiefer und Muschelbänke wechselnd

## 30. Profil Niedersteinach (Straße nach Obersteinach).

U.L.: Lettenschiefer und braune *Lingula*-Platten

1,1 m Gl.K.:
20 schwarzes, sandiges Bonebed, rotbraun verwitternd, *Acrodos, Gyrolepis*, Koprolithen, Glaukonit
40 Glaukonitkalk, kristalline Muschelbreccie, viele Septarien in muschelreichen Kalk eingeknetet, Bonebed (Schuppen, Zähne), viel Glaukonit, *Trigonodus*
20 Gekrösekalk mit wenigen Wellen
20 Splitterkalk, Bonebed, wenig Glaukonit, blättrig—brecciös
10 Blaukalkwellen

1,8—1,9 m B.T.:
100 (—110) Schieferton, oben braun zersetzt, unten grau; *Bairdia pirus*; wenige dünne dolomitische Plättchen
60 (—70) Kalkplatten (oben senkrecht klüftend) und Knauern mit Schiefer
15—20 Splitterkalk zwischen dünnen Lettenlagen, Muscheln, Bonebed

2,4 m T.Sch.:
70 O.T.: Pelz, oben dünne kristalline Lagen, dann knauerig-knorrig mit sehr viel Terebrateln
20 Küstenkalk, Muschelbank mit schwarzen Einschlüssen, Zinkblende (Sphärocodien?)
15 dünne Kalkplatten
5 Gi: gelbe Mergel
40 zwei Splitterkalkbänke
20 knorriger Kalk mit Terebrateln
15 verbackener Knauerkalk
5 Gii: lockere Schichten
40 hellgraue Kalke, unten gelb verwitternd (K)
10 K.: gelbe Mergel

0,5 + H.T.: sehr reich, blättrig verwitternd
etwas tiefer Gervillienplatten
bei ca. 5 m Tiefe Quader

## 31. Profil Sandelsbronn (WNW des Landturms).

U.L.:
40—50 Blaubank typisch (Bl.): Lumachelle, Blaukalk, Bonebed, Septarien; *Myophoria Goldfussi*
ca. 100 V.: grauer Schieferton, mitten plattig

0,6 m Gl.K:
10 Bonebedkalk mit Glaukonit, Aufarbeitung des Untergrundes
15 Kalk mit Bonebed verzahnt

35 Splitterkalk
5 wellige Kalkbank

1,4 m B.T.:
35 Mergelschiefer, *Bairdia pirus*
15 Mergel und Mergelkalk
50 drusiger Blaukalk
40 Splitterkalk mit Muscheln

T.Sch.:
60 O.T. = Pelz „knorrig-ruppig" (HILDEBRAND), viel Terebrateln, *Terquemia*

## 32. Profil Nesselbach (1 km OSO).

U.L.:
ca. U.D.: Kalk und Dolomitbänke
45 D.M.: gelbe Mergelschiefer
30 Bl.: Blaukalk mit Bonebed, Glaukonit, *Lingula*, *Estheria*
110—120 V., und zwar: 55 grauer Schieferton, mitten dolomitische Plättchen
25 Mergelplättchen
40 grauer Schieferton

0,9—0,95 m Gl.K.:
5 auskeilendes Bonebed, Glaukonit
30—35 Glaukonitkalk, kristallin, porös, drusig; Wirbeltierreste
15—25 Gekrösekalk, Septarien
40 Muschelbank, unten sich auflösend

1,4 m B.T.:
75 Mergelschiefer mit Pyrit in Fukoiden-artiger Anordnung, *Bairdia pirus*; oben auskeilende wellige Kalklagen
60 drei Kalkbänke mit dünnen Lettenlagen, hellblau, Drusen, Stylolithen
5 Letten

ca. 2,5 m T.Sch.:
10 O.T.: kristalline Terebratelbank
60 O.T.: Knauerkalk mit Schieferton, außer Terebrateln *Terquemia, Gervillia, Ostrea,* Knochen
15 verbackener Knauerkalk = Splitterkalk
15 GI: typische gelbe Bank, seitlich mit Blaukalkbrocken
25 Splitterkalk mit *Myophoria Goldfussi*
20 helle Blaukalke mit Stylolithen
10 hellblauer Kalk, *Lima*, Terebrateln
60 + hellblaue Kalke mit Stylolithen, Terebrateln

## 33. Profil Dünsbach N.

0,5 m + Gl.K.: verfallen
1,2 m + B.T.: verstürzt, unten ca. 50 Kalkbänke mit Schiefer
2,5 m T.Sch.:
10 O.T.: hartes Terebratelbänkchen
65—70 O.T.: Pelz, Knauerkalk, *Terquemia*; unten 15 fester = Aequivalent des Sphärocodienkalks
5 GI: gelbe Bank
25—30 Splitterkalk—rötlicher Kornstein
20 hellblaue und gelbe Kalke, unten schiefrig, Terebrateln
30 Blaukalk, wenig Terebrateln
10 GII: dünnblättrige Kalke
70 Splitterkalk—Muschelbreccie
10—15 K: gelbe Mergel

1 m H.T.: hellblauer fester Kalk, blättrig verwitternd (Stylolithen), sehr reich; *Lima, Pecten*; unten ärmer
2,6 m + O.G.:
40 MI: Schieferton mit dünnen Kalkbänken
90 dünne Kalkbänke mit Schieferton, Myacithen
30 Muschelbänke
60 Schieferton und Muschelbänke
40 + Muschelbänke
0—x Mergel und Splitterkalk

U.G.:
95 + 75 + 55 Muschelquader = Kornstein I, in der 2. Bank unten Glaukonit, westlich der Reiherhalde erschlossen.

## 34. Profil Leofels WSW.

U.L.:
Dolomit (U.D.)
Lettenschiefer (D.M.)
50 Bl.: Blaukalk, Bonebed, Glaukonit, *Myophoria Goldfussi, Lingula*
120 V.: Schiefertone, unter der Mitte 20 cm plattig

0,25 m Gl.K.: oben dickes Bonebed mit Glaukonit und Aufarbeitung, unten Kalk

1,4—1,5 m B.T.:
60—70 Mergelschiefer mit Kalkknollen und auskeilenden Kalklagen, besonders oben
80 drei Kalkbänke, zum Teil drusig, oben kristallin, Muscheln; unten dünne Lettenlage

ca. 2,4 m T.Sch.:
85 O.T.: oben knauerig, *Terquemia*, unten festere und dickere Bänke
— GI: Spuren der gelben Bank
25 Splitterkalk
10—15 knauerige Kalke, Terebrateln
ca. 100 hellblaue Stylolithenkalke, oben Terebrateln, bei 30 lockerer (GII?).

## 35. Profil Dörrmenz W.

U.L.:
40 graue Mergelschiefer

0,1—0,2 m Gl.K.: rotbraune sandige Bank, Bonebed

1,6—1,7 m B.T.:
50 gelbe Lettenschiefer und Kalkbänke
115—120 graue Kalkbänke mit Wellen, oben kornsteinartig, *Myophoria vulgaris*

2,3 m T.Sch.:
70—80 O.T.: Knauerkalk mit viel Terebrateln, *Terquemia*, Gervillien, Austern; unten fester, Aequivalent des Sphärocodienkalks
20 Splitterkalk
10 knaueriger Kalk mit Terebrateln
90 Splitterkalk mit Terebrateln
25 K.: gelbe Mergel und Kalkplatten

0,3 m H.T.:
*Gervillia, Terquemia, Pecten*, Austern

## 36. Profil Dörrmenz SSO, Tälchen von Klein-Allmerspann.

U.L.:
100 + gelbe Dolomite mit Bonebed und Schiefer } U.D.
10 gelbe dolomitische Bank, Bonebed }
40 D.M.: dolomitische Mergel
25 Blaubank mit Bonebedlagen
90 + V. = dunkle Schiefertone, unter der Mitte Platten

0,2 m Gl.K.: dolomitische und rotbraune sandige Bonebedplatten, Glaukonit

1 m B.T.:
45 dunkle Mergelschiefer, gelb verwitternd
60 Blau- und Splitterkalk, oben Bonebedspuren

2,1 m T.Sch.:
50 O.T.: Pelz, Knauerkalk mit Schieferton, *Terquemia*, *Lima*
55 Muschelbänke, oben Austern
20 knauerige Kalke mit Terebrateln
60 kompakte Bank, oben *Fusus Hehli*
25 K. = Blaukalk und Schiefer, Terebrateln, *Gervillia*, *Lima*, viel *Pecten*, Myaciten, *Ostrea*, *Myophoria vulgaris*

0,6 m H.T.: hellblau, massig

## 37. Profil Gerabronn SO, Straße nach Bügenstegen.

U.L.:
Blaukalk verstürzt (= Bl.)
60 + Schiefertone verstürzt (= V.)

0,1—0,2 m Gl.K.: Bonebedbank, fein sandig, Glaukonit, *Acrodus*

ca. 1,5 m B.T.:
ca. 80 Mergelschiefer, verschüttet
25 feste Splitterkalkbänke
40 dünne, zum Teil wellige Kalke, wenig Mergel

ca. 2,3 m T.Sch.:
55 O.T.: knorriger Pelz, *Terquemia*
35—40 kristalline muschelreiche Bänke
15—20 knaueriger Kalk
40 + Splitterkalk
——— Lücke
60 K.: Mergel und dünne Kalkbänke

0,6 m H.T.: hellblau, reich

2,4 m + O.G.:
120 Mergel und dünne Kalkbänke, Mi
20 Splitterkalk
25 gelbe Mergel und Kalk
25 Muschelbank
35 Mergelschiefer und Kalkknollen
10—15 Kalk und Mergel
— — — — — — — —?

U.G.:
95 Quader I
170 Muschelquader I, bei 75 viel Glaukonit auf der Schichtfläche (vgl. Dünsbach)
45 Splitterkalk — Knauerkalk, Muscheln
— — — — — — — —?
80 Muschelquader II, *Gervillia*, Sphärocodien
50 + dicke Kalkbänke.

## 38. Profil Unterweiler NO, Weg nach Blaufelden.

U.L.: Blaubank verstürzt, darunter Mergelschiefer

0,05 m Gl.K.: braunes Grenzbonebed

1,1 m B.T.:
70—80 Mergel mit wenig dünnen Kalklagen
35—40 wellige blaue Kalke, Schalenbreccie

2,1 m T.Sch.:
70—80 O.T.: knorrig, viel *Terquemia*, unten schwarze Einschlüsse
——— Gi
40 Kalk, unten muschelreich
10 Gii: Mergel mit Terebrateln
30—35 blauer Kalk
50 K.: gelber Mergel und dünne Kalkplatten

0,8 m H.T.: besonders oben reich, unten Porenbank

O.G.:
10 Mi Mergel
100 + Kalk

## 39. Profil Raboldshausen S u. SW.

1 m Gl.K. + B.T.:
- 70 glaukonitreiches braunes Bonebed verzahnt mit welligen Kalkplatten mit Mergel
- 30 wellige Blaukalke, sehr wenig Mergel, zum Teil Muschelbreccie

T.Sch.:
- 80 O.T.: Pelz, sehr viel *Terquemia*, fast nur Trümmer von Terebrateln und Gervillien, wenig ganze Exemplare
- 35 fester Splitterkalk — muschelreicher Kornstein
- 20 gelbblaue Kalke mit wenig gelbem Mergel
- 40 Splitterkalk mit Terebrateln

Oestlich des Orts im Gervillienkalk 2,3 m Kornstein = Muschelquader, bei 170 cm unruhige Schichtung mit viel Glaukonit (vgl. Gerabronn).

## 40. Profil Billingsbach S u. SW.

0,9 m (+?) Glaukonitkalk mit schwachen Wellen
——— x

1,1 m (+?) B.T.:
- 60 Mergelschiefer mit Kalkbrocken
- 30 Splitterkalk, wulstig verknetet
- 20 Mergelschiefer mit etwas Kalk

T.Sch.:
- 10 O.T.: sehr reiche Terebratelbank
- 75 O.T.: Splitterkalke und Muschelbänke, *Gervillia*, *Terquemia*, unten schwarze Einschlüsse
- 10 Gi: gelbe Mergel
- 40 + Splitterkalk.

## 41. Profil Adolzhausen S.

U.L.: Ton und Mergel

1,1 m Gl.K.:
- 40 Glaukonitkalk, unten gelber Mergelkalk
- 65 Splitterkalk, muschelreich, Gekrösekalk, Septarien
- 5 welliger Blaukalk

1 m B.T.:
- 80—95 Schieferton, kein Kalk
- 5—10 grauer glatter Kalk

ca. 2,2 m T.Sch.:
- 75 O.T.: sehr reich, kristallin — Quader
- 25 kristalliner Kalk
- 5 Gi: gelbe Mergel
- 60 graugelber Kalk
- 15 Gii: gelber Mergel
- 20 Kalk und Mergel
- 20 (K.?) gelbe Mergel, wenig Kalk

— — — — — — —?

0,4 m + H.T.? feste Kalkbank

| Profil | Gl.K. | B.T. | Fr.Gr. | T.Sch. | S.Sch. | H.T. | O.G. | Tiefe von K.T. | Tiefe von T.H. | S.Sch. + G. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Sinsheim-Hoffenheim | 230 | 190 | 420 | 430 | 850 | 120 | ca. 520 | ca. 1520 | ca. 1700 + | — |
| Steinsberg | 240 | 180 | 420 | 320 | 740 | 125 | ca. 540 | ca. 1400 | — | — |
| Richen | 230 | 180 | 410 | 320 | 730 | 70 | 510 | 1320 | — | — |
| Ittlingen | 220 | 170 | 390 | 330 | 720 | 80 | 520 | 1320 | ca. 1610 | ca. 1940 |
| Streichenberg | 215 | 165 | 380 | 330 | 710 | 100 | — | — | — | — |
| Obergimpern | 260 | 180 | 440 | 410 | 850 | 35 | ca. 480 | ca. 1370 | ca. 1610 | — |
| Ehrstädt | 260 | 170 | 430 | — | — | — | — | — | — | — |
| Grombach | 280 | 150 | 430 | 350 | 780 | 70 | ca. 420 | ca. 1270 | 1680 + | — |
| Hüffenhardt | 210 | 190 | 400 | 340 | 740 | 40 | ca. 445 | ca. 1230 | — | — |
| Siegelsbach | 200 | 160 | 360 | 310 | 670 | 30 | ca. 460 | ca. 1160 | — | — |
| Bartsmühle | ca. 180 | 180 | 360 | 290 | 650 | 30 | — | — | — | — |
| Ehrenberg | 240 | 180 | 420 | 330 | 750 | 30 | — | — | — | — |
| Wimpfen { Winterberg | 270 | 170 | 440 | 300 | 740 | 40 | 470 | 1250 | — | — |
| Wimpfen { Altenberg | 250 | 170 | 420 | 330 | 750 | 30 | — | — | — | — |
| Bonfeld | 270 (240) | 180 (190) | 450 | 350 | 800 | 30—35 | — | — | — | — |
| Jagstfeld, Bahnhof | 250 + | 200 | 450 | 300 | 750 | 40 | — | — | — | — |
| „ Ziegelhütte | (250) | 120 | (370) | 460 | (830) | 45 | ca. 500 + | ca. 1400 | — | — |
| „ St. Anna | 250 | 170 | 420 | 435 | 855 | 35 | 530 | 1420 | ca. 1700 + | — |
| Duttenberg — St. Anna | 250 | 190 | 440 | 330 | 770 | 40 | — | — | — | — |
| Heuchlingen | 250 | 180 | 430 | 360 | 790 | 35 | 490 | 1320 | 1700 | ca. 1970 + |

| Profil | Gl.K. | B.T. | Fr.Gr. | T.Sch. | S.Sch. | H.T. | O.G. | Tiefe von K.T. | Tiefe von T.H. | S.Sch. + G. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Kochendorf (Waldau) | (220) | 180 | 400 | 280 | 680 | 70 | ca. 470 | 1220 | — | — |
| Kocherhalde | 230 | 160 | 390 | 290 | 680 | 60 | — | — | — | — |
| Hagenbach | 250 | 190 | 440 | 310 | 750 | 80 | ca. 470 | ca. 1300 | — | — |
| Oedheim | 240 | 180 | 420 | 300 | 720 | 50 | 460 + | — | — | — |
| Degmarn | 270—300 | 180 | 450 | 330 | 780 | 55 | 490 | 1320 | — | — |
| Kochertürn | ca. 300 | 185 | 485 | 320 | 805 | 50 | — | — | — | — |
| Bürg | 300 | 180 | 480 | 320 | 800 | 40 | 500 | 1340 | ca. 1700 | — |
| Gochsen | 330 | 180 | 510 | 310 | 820 | 65 | 545 | 1430 | ca. 1730 + | ca. 1960 + |
| Kochersteinsfeld | 280 | 180 | 460 | 310 | 770 | 70 | 300 + | — | — | — |
| Lampoldshausen | 260 | 200 | 460 | 270 | 730 | 50 | — | — | — | — |
| Sindringen | — | — | (425) | 345 | 770 | 60 | 520 | 1350 | 1640 | 1920 |
| Bitzfeld | 210 | 170 | 380 | 290 | 670 | 75 | 455 | 1200 | 1400 + | — |
| Unterohrn | 225 | 175 | 400 | 260 | 660 | 70 | 475 | 1200 | 1420 | 1580 |
| Eckardtsweiler | 235 | 165 | 400 | — | — | — | — | — | — | — |
| Steinsfürtle | 200 | 170 | 370 | 230 | 600 | 70 | 540 | 1210 | 1420 | 1630 |
| Haberhof-Stolzeneck | 220 | 165 | 385 | 220 | 600 | 80 | 540 | 1220 | 1420 | 1600 |
| Pfahlbach | 230 | 190 | 420 | 260 | 680 | 60 | 460 + | 1200 + | — | — |
| Wohlmuthausen W | — | — | (390) | 240 | (630) | 50 | 550 | 1230 | 1420 | ca. 1600 |
| Neufels | 200 | 170 | 370 | 270 | 640 | 60 | 590 | 1290 | 1460 | 1630 |
| Kupferzell | 240 | 180 | 420 | 240 | 660 | — | — | — | — | — |
| Künzelsau | 200 | 180 | 380 | 280 | 660 | 50 | 560—600 | 1300 | ca. 1500 | ca. 1700 |
| Rüblingen | — | — | — | ca. 240 | (640) | 80 | 460 | 1180 | ca. 1400 | ca. 1640 |
| Hollenbach | 100 + | 175 | ca. 300 + | 195 | ca. 500 | 50 | — | — | — | — |
| Adolzhausen | 110 | 100 | 210 | 215 | 425 | — | — | — | — | — |
| Billingsbach | — | — | ca. 200 | — | — | — | — | — | — | — |
| Rapoldshausen | — | — | ca. 100 | 175 + | — | — | — | — | — | — |
| Gerabronn | 15 | ca. 145 | 160 | 230 | 390 | 60 | ca. 240 | 690 | — | ca. 1000 |
| Unterweiler | 5 | 110 | 115 | 205 | 320 | 80 | — | — | — | — |
| Amlishagen | 10 | ca. 80 | ca. 90 | — | — | — | — | — | — | — |
| Blaufelden | — | — | — | — | 280 + | 100 | — | — | — | — |
| Niedersteinach | 110 | 180 | 290 | 240 | 530 | — | — | — | — | — |
| Sandelsbronn | 60 | 140 | 200 | — | — | — | — | — | — | — |
| Nesselbach | 90 | 140 | 230 | ca. 250 | 480 | — | — | — | — | — |
| Dünsbach | — | — | (200) | 250 | 450 | 100 | — | — | — | — |
| Ruppertshofen | 55 | 135 | 190 | 210 + | — | — | — | — | — | — |
| Leofels | 25 | 145 | 170 | ca. 240 | ca. 410 | — | — | — | — | — |
| Dörrmenz | 10—20 | 160 | 170 | 230 | 400 | — | — | — | — | — |
| Klein-Allmerspann | 20 | 100 | 120 | 210 | 330 | 60 | — | — | — | — |
| Lothringen: Falkenberg | 160 + | 220 | ca. 400 | 460 | 860 | 100 | ca. 400 | ca. 1360 | — | — |

## 2. Kalk- und Dolomitfacies.

(225 Profile.)

Nach Süden und Osten werden die dicken Tonlagen der Kochendorfer Facies immer mehr durch Kalk und Dolomit ersetzt, so daß für dieses Gebiet hohe einheitliche Kalkwände charakteristisch sind, bei denen eine Gliederung sehr schwer durchzuführen ist. Die Aufschlüsse sind daher meist viel höher, aber vielfach auch viel schwerer zugänglich als im Norden. Denn an senkrechten Wänden sind alle

Kletterkünste nutzlos, und die Maßleine bietet keinen vollständigen Ersatz. Die meisten verzichten auf eine Gliederung der massigen, einförmigen Wände, und die wenigen Versuche, die gemacht wurden, scheiterten an den großen Schwierigkeiten. Nur die Verfolgung der Leithorizonte der Kochendorfer Facies (obere und Hauptterebratelbank) nach Süden und Osten, verbunden mit einer genauen Untersuchung der Uebergangsgebiete, ließen die Eigenart dieses Gebietes verstehen; aber erst die Auffindung neuer Leithorizonte (Sphärocodienkalk, Bank der kleinen Terebrateln, Tonhorizont) und die Durchführung derselben in allen Profilen brachte volle Klarheit.

Im Flußgebiet von Tauber, Jagst und Kocher spielt der Dolomit nur eine sehr untergeordnete Rolle und hat nur ganz lokale Bedeutung. Anders im südlichen Kraichgau, im Enz- Neckar- und Murrtal, wo der mächtige *Trigonodus*-Dolomit Schwabens einsetzt. Ich trenne daher die Kalkfacies des Ostens von der Dolomitfacies des Westens und Südens. Eine scharfe Grenze ist nicht vorhanden, denn bei Rieden—Ottendorf kündet sich auch noch der *Trigonodus*-Dolomit an.

## A. Dolomitfacies.

(75 Profile; hiezu siehe Profil 42—77.)

Der gelbe *Trigonodus*-Dolomit setzt ein in der Linie Bruchsal—Gochsheim—Bönnigheim—Ilsfeld. Doch finden wir seine Ausläufer noch sehr deutlich bei Talheim im Schozachtal ebenso wie bei Rieden im Bibertal, und die Kiesbank der Kochendorfer Facies zeigt sein letztes Ausklingen. Denn gerade in ihr setzt der Dolomitgehalt ein; dann erfaßt die Dolomitisierung die Hauptterebratelbank und den unteren Teil der Terebratelschichten, während obere Terebratelbank und Sphärocodienkalk kalkig bleiben. Weiter nach Süden greift sie immer tiefer hinab. Der *Trigonodus*-Dolomit ist also nur eine facielle Vertretung rein kalkig-toniger Schichten, mit denen er sich nach Norden verzahnt. Kraichgau, Enz- und Neckargebiet und Murrgebiet seien getrennt beschrieben.

### Kraichgau.

Der ganze Kraichgau ist schon von den badischen Landesgeologen kartiert und beschrieben worden, weshalb ich meine Untersuchungen mehr auf seinen östlichen, an Württemberg anstoßenden Teil beschränkte. Bei Richen und Streichenberg finden wir noch typische Kochendorfer Facies mit sämtlichen bei Sinsheim vorkommenden Schichten, allerdings mit einer Abnahme um 10—25 Proz. Bei Streichenberg ist der untere Teil der Bairdienletten schon rein kalkig (80 cm), nur direkt über der oberen Terebratelbank stellt sich noch eine dünne Lage schwarzer Schiefertone ein. In den Profilen bei Gochsheim erkennt man Glaukonitkalk und Gekrösekalk noch überall, während die Bairdienletten als Tone hier verschwinden und in Kalk übergehen. Hatten wir bei Streichenberg noch ca. 70 bis 80 cm Schieferton, so treffen wir hier im Börsbachtal beim Pfaffenbrunnen noch ca. 40—45 cm graue Mergelschiefer mit Fischresten, talab noch 20—25 cm und bei der Station Gochsheim nur noch Spuren, welche die obere und untere Grenze der Bairdien-„Tone“ kennzeichnen. An Stelle der Tone sind muschelreiche Quader und Kornsteine getreten, die schöne Stylolithen führen. Der Glaukonitkalk führt oben Glaukonit, hat sein Bonebed und zeigt auch typische Fluidalstruktur wie sonst. Darüber folgen 20—30 cm dunkle Schiefertone der Lettenkohle, die Thürach als „Bairdienton“ auffaßte. Sein „Glaukonitkalk“ beginnt unten mit einem dunklen Kalk mit Bonebedresten und Koprolithen, mitten treten gelbe dolomitische Mergel auf, die in Zellendolomit übergehen können, den Abschluß nach oben

bildet ein gelbbrauner harter dolomitischer Kalk. Dieses 1—1,2 m mächtige Schichtenglied gehört aber in die Lettenkohle; denn Zellendolomite sind mir aus dem oberen Hauptmuschelkalk Frankens nicht bekannt, und dazu schwankt die Ausbildung dieser Schichten ziemlich rasch. Beweisend aber ist, daß der echte Bairdienton am Pfaffenbrunnen von dem Thürachs durch $1^1/_2$ m Glaukonitkalk getrennt ist. Dazu kam dann noch eine zweite Verwechslung beim Kombinieren der Profile. Denn über und unter der oberen Terebratelbank kommen Muschelquader, Kornsteine vor, die einander am Weg nach Flehingen sehr ähnlich sind, und von Thürach beide als ident angesehen wurden: 1,6—1,9 m . . . . „kalkiger, kristallinischer Dolomit", „zuweilen unter 1 m mächtig". Die Hauptterebratelbank sehe ich in No. 10 und 11 seines Profils. Die Bank der kleinen Terebrateln liegt etwa 5 m unter der Hauptterebratelbank, die ihr vorhergehenden Bänke sind dünne Kalkplatten mit viel gelbem Mergel. Der Dolomitgehalt ist besonders ausgeprägt im unteren Teil (etwa $^2/_3$) der Terebratelschichten. Bei Wiesloch fällt der große Reichtum an Glaukonit in der Grenzregion auf. Im übrigen sind hier die Profile zu schlecht erhalten, um weitere Schlüsse ziehen zu können. Bei Ubstadt fand ich noch 30 cm Schieferton in einem alten schlechten Aufschluß. Bei Bruchsal ist der Bairdienton verschwunden. Thürach beschreibt hier zwar $^1/_2$—$^3/_4$ m „Bairdienton"; aber es liegt hier wohl dieselbe Verwechslung vor wie bei Gochsheim; denn die untere Lettenkohle ist ziemlich gleich entwickelt. Die Grenzschicht führt Glaukonit, Bonebed und zeigt Fluidalstruktur. Darunter folgen mehr oder weniger stark dolomitische Kalke, und der einzige erkennbare Leithorizont ist die Hauptterebratelbank, die etwa 7—8 m unter der Grenze liegt und Austernriffe zeigt. Charakteristisch ist jedenfalls das außerordentlich starke Zurücktreten des Tones. Auf Blatt Weingarten beschreibt Schnarrenberger den Uebergang von Kalk in Dolomit: „Nach Westen, Osten und Süden greift eine starke Dolomitisierung gerade der oberen Horizonte der *Nodosus*-Kalke Platz, die Hand in Hand geht mit einer nicht unbeträchtlichen Reduktion der Gesamtmächtigkeit. Aus porösen, kristallinischen, gelbbraunen Dolomiten wittern hier die Versteinerungen heraus, und der Horizont der Hauptterebratelbank wird zu einem ausgezeichneten petrographischen." Bei Bretten sind die untersten Schichten der Lettenkohle ganz ähnlich wie bei Gochsheim und Bruchsal, schwarzer Schieferton ca. 40 cm, dann harter blauer bis brauner Kalk mit Bonebed und Koprolithen (Kleinvillars), darüber Mergel und Zellendolomite. Typisch ausgebildet ist der Glaukonitkalk mit schönen Gekrösekalken und Verknetungen, etwa 2—2,2 m mächtig. Die Bairdienletten sind auf ca. 60 cm reduziert, stark wellige Blaukalke mit Schieferlagen oben und unten. Typisch entwickelt ist die obere Terebratelbank mit Terebrateln, Gervillien. Unter ihr treten in den 1,5—1,7 m mächtigen Muschelquadern schöne Sphärocodien auf, die sich besonders mitten anhäufen. Unten treten mit den Sphärocodien Oolithe auf. Der Dolomitgehalt fängt erst darunter an und ist in der Region über der Hauptterebratelbank am stärksten. Dies zeigen auch deutlich die Aufschlüsse von Kleinvillars und Oelbronn. Der erstere reicht bis 2 m unter die obere Terebratelbank und führt nur Kalk; in letzterem sind die folgenden Schichten erschlossen, so besonders die „oberen Gelben", ein gelber Pemphix führender Dolomit. Bei Kleinvillars sind die Fränkischen Grenzschichten nur noch 1,9 m mächtig und bilden so die Brücke zu den Profilen von Illingen—Vaihingen.

Charakteristisch für das ganze Gebiet ist die auffallende Armut an Ton und Mergel, die sich zwar schon im Elsenztal ankündigt, aber ihre extreme Entwicklung bei Bruchsal findet. Der Dolomit stößt hier weit nach Norden vor. Die Südgrenze der Kochendorfer Facies biegt scheinbar ohne Grund nach Nordwesten um. Muschelreiche mächtige Quader treten unvermittelt auf. Vielleicht erstreckte sich damals eine submarine Barre vom Schwarzwald gegen Bruchsal—Wiesloch.

**Enz-, Neckar- und Schozachtal.**

Die erste Beschreibung geben uns Bach und Paulus in den Begleitworten zu Besigheim und Maulbronn (1865), die, wenn sie auch auf Fossilien zu wenig Rücksicht nimmt, eine Reihe vorzüglicher Beobachtungen enthält, die wir zum Teil in der neuen Auflage von E. Fraas vergeblich suchen: „Besonders charakteristisch (bei Groß-Ingersheim) ist die Erscheinung, daß der Dolomit zwar wohl zu der obersten Grenzregion des Muschelkalks gehört, jedoch nicht immer die oberste Grenzbank selbst bildet, am wenigsten aber zu der Lettenkohlengruppe gezählt werden darf. Bei Kleinsachsenheim zeigt sich im dortigen Steinbruch wiederum, daß der Dolomit nicht die oberste Bank bildet, sondern noch von . . . 10' Kalkbänken überlagert wird.“ Trotzdem läßt E. Fraas den *Trigonodus*-Dolomit den Abschluß des Hauptmuschelkalks nach oben bilden und trennt ihn von diesem. Auf der Karte ist der *Trigonodus*-Dolomit dem entsprechend auch eingezeichnet. Aber diese Einzeichnung ist ungenau und irreführend, da petrographisch gleiche Schichten bald als *Trigonodus*-Dolomit, bald als Hauptmuschelkalk bezeichnet werden. Bei Groß-Sachsenheim, überhaupt im ganzen Mettertal, sind die gelben Dolomite über 3 m mächtig (ebenso deutlich auch unterhalb Ilsfeld); eine Einzeichnung derselben erfolgte nicht, obwohl dieselben vorzüglich erschlossen und viel mächtiger sind als bei Walheim und Ottmarsheim, wo sie uns die Karte angibt. Obwohl der *Trigonodus*-Dolomit ganz allmählich und regelmäßig nach Norden ausklingt und im ganzen Gebiet südlich Ilsfeld-Bönnigheim **nirgends** fehlt, finden wir auf der revidierten Karte nur bald da bald dort beliebig einen Fetzen Dolomit eingezeichnet. Im Schozachtal zieht sich die Lettenkohle $1^1/_2$ km weiter nach Norden (bis zum letzten Steinbruch) als die Karte angibt.

Stettner beschrieb zuerst, daß Kalk und Dolomit sich gegenseitig vertreten. Doch setzte er noch (1898) den *Trigonodus*-Dolomit über die *Semipartitus*-Zone und verglich Crailsheimer Bonebed und das Bonebed unter dem Malbstein. Nach der Untersuchung der Schozachtal-Profile (1905) jedoch sieht er im Bairdienton und oberen *Dorsoplanus*-Kalk seine Aequivalente. Zugleich versuchte er auch, die Profile von Kochendorf, Talheim und Vaihingen zu vergleichen. Aber diese Parallelisierung ist nur eine Aneinanderreihung nach Mächtigkeiten, denn Stettner ging von der Annahme aus, daß wir hier „eine Bildung auf dem ruhigen Grunde der Tiefsee“ haben, und daß „einzelne Bänke auf viele Kilometer Entfernung kaum um einige Zentimeter in der Mächtigkeit schwanken“. Dazu bilden die Ergebnisse meiner Arbeit den schroffsten Gegensatz; denn ich kenne im oberen Hauptmuschelkalk Frankens auch nicht eine Bank, für die diese Annahmen zutreffen. Schon ein Vergleich dazwischenliegender Profile hätte gezeigt, daß seine Parallelen unhaltbar sind. Leider sind Stettners Profile dazu noch kombiniert, so daß eine Nachprüfung auf große Schwierigkeiten stößt. Nun ist zwischen Sontheim und Talheim eine Kombination von Profilen nicht erlaubt, weil die Mächtigkeitsschwankungen viel zu stark sind. So nehmen die Fränkischen Grenzschichten von 5 m bis auf 3 m ab. Dazu wechselt die Ausbildung der Schichten beständig. Es ist manchmal fast nötig, in einem Aufschluß mehrere Profile aufzunehmen, so groß sind die Schwierigkeiten, so stark ist der Wechsel. Die untere Grenze seines „glaukonitischen Kalkes“ ist willkürlich gezogen. Daß dieser etwa nach Art der Kochendorfer Bairdienletten ausgebildet sei, ist zum mindesten stark übertrieben. Dazu sind auch schwächere Mergelbänke dem Glaukonitkalk der Kochendorfer Ausbildung durchaus nicht fremd. Denn in der Regel treten auch bei Talheim die Lettenlagen sehr zurück, und am „Rauhen Stich“ und weiter südlich sucht man sie vergebens, da wir dort oben einheitliche Kalkwände haben. Die Terebratelschichten haben am Rauhen Stich ebenso wie bei Jagstfeld eine ungewöhnlich mächtige Ent-

wicklung, dürfen also nicht ohne weiteres als Musterprofile zum Vergleich verwendet werden. Das Mißlichste an der ganzen Parallele ist aber, daß im Profil von Talheim infolge eines Irrtums beim Kombinieren ein Schichtenstoß von etwa 3,6—3,7 m Dicke fehlt[1]); denn die schwarzen Schieferletten (der Tonhorizont) beginnen erst 7,5 m unter der Hauptterebratelbank anstatt 3,84 m (Stettner). Eine Verwechslung von Kiesbank und Hauptterebratelbank mit der Bank der kleinen Terebrateln, über der ja auch Mergel und Schiefer lagern, führte zur irrigen Kombination zweier Profile, und damit fiel diese Schichtenmasse aus. Damit fällt auch die ganz durchgeführte Parallele Talheim—Vaihingen, und der *Trigonodus*-Dolomit ist wesentlich tiefer unter der oberen Terebratelbank einzureihen. Diese ist bei Illingen typisch entwickelt (1,5—1,9 m unter der Grenze) und führt Terebrateln und Gervillien, darunter folgen Sphärocodien und Oolithe, erst unter diesen setzt der *Trigonodus*-Dolomit ein, etwa $3^1/_2$ m dick, unten noch die Hauptterebratelbank einschließend. Etwa 7—$7^1/_2$ m tiefer beginnt die Bank der kleinen Terebrateln, die außerdem Gervillien und *Myophoria Goldfussi* führt, über 2 m mächtig, wenn auch nur oben fossilreich. Im Tonhorizont überwiegt schon der Kalk. Diese Schichten mit denen aus Stettners Profil in Uebereinstimmung zu bringen, ist mir bis jetzt noch nicht gelungen. Vielleicht liegt wieder eine irrige Kombination vor.

### Murrgebiet.

Quenstedt hat in den Begleitworten zu Blatt Löwenstein das Gebiet vorzüglich charakterisiert: „Ueberall der bekannte rauchgraue Kalk, oben in groben Bänken, zwischen denen einzelne graue Lagen zwar an Dolomit erinnern, aber nicht recht zur Ausbildung gekommen sind. Eine eigentliche Dolomitregion unter der Lettenkohle läßt sich kaum unterscheiden. Doch sind sie an der Weißach stark dolomitisiert, aber immer wieder von blauem Kalk überlagert.“ Der Aufschluß von Großbottwar ist leider verfallen. Von Ellenweiler schreibt er: „Sonderbarerweise ist schon *Ammonites nodosus* da, der sonst erst tiefer erscheint, vielleicht ist die Kalkmasse nicht so dick als weiter südlich.“ Regelmann gibt ein Profil von Ellenweiler und beschreibt, wie Fraas bei Crailsheim, den untersten Dolomit der Lettenkohle als „*Trigonodus*-Dolomit“. Seine „fettigen Tonschiefer“ sind den Vitriolschiefern parallel; unter ihnen liegt das Muschelkalkbonebed mit Pseudokonglomeratstruktur und deutlicher Aufarbeitung des Untergrundes; Bonebed und Kalk sind verzahnt. Das Bonebed selbst ist meist dünn und arm an Glaukonit, zeigt dagegen regelmäßig in diesem Gebiet Aufwühlung des Untergrundes. Die „Blaubank“ lagert ziemlich konstant etwa 60 cm höher. Der Muschelkalk beginnt mit typischen blauen Kalken und Muschelbänken mit Terebrateln und Sphärocodien. Die Mächtigkeit dieser Kalke nimmt nach Süden und Südosten regelmäßig ab: nördlich der Murr noch 1—2 m, bei Winnenden ca. $^1/_2$ m (mit kaum 1 Proz. $MgCO_3$). Im Murrtal keilt die obere Terebratelbank aus, und die Sphärocodien bilden zunächst den Grenzhorizont (Wolfsölden). Bei Endersbach im Remstal sind die Kalke oben ganz verschwunden, und die gelben Dolomite gehen bis zur Lettenkohlengrenze. Ganz oben führen sie *Myophoria Goldfussi*, *M. laevigata*, *Trigonodus Sandbergeri* und Schnecken. Meist erfolgt der Uebergang von Kalk in Dolomit ohne scharfe Grenze. Interessant ist in den von Alberti gegebenen Dolomitanalysen (Gmehlin) die Abnahme des Dolomitgehaltes nach Norden (Leutenbach bei Winnenden). So haben wir zwar keine Normaldolomite, aber doch einen hohen Dolomitgehalt. Da diese Schichten die Ausläufer des *Trigonodus*-Dolomits nach Norden sind, führe ich sie in den Profilen als Dolomit. Die obere Grenze des Dolomits ist eine stratigraphische, die untere aber eine

1) Nach langem Streite gibt dies Stettner jetzt zu.

petrographische. Denn er verzahnt sich nach Süden mit immer tieferen Schichten und nimmt daher trotz der allgemeinen Schichtenabnahme an Mächtigkeit zu. Die Hauptterebratelbank, die zuerst im untersten *Trigonodus*-Dolomit lag, rückt immer tiefer in ihn hinein und ist daher immer schwerer zu finden. Bei Unterweißach bei Backnang liegt sie nur noch 2—2,7 m unter der Grenze. Zwischen diesen zuletzt nachweisbaren Resten und der normalen Tiefenlage (8 m) sind aber alle möglichen Uebergangsstadien nachgewiesen.

## Allgemeines über die Dolomitfacies.

### Untere Lettenkohle.

Der Lettenkohlensandstein schneidet sich wesentlich tiefer ein als in der Kochendorfer Facies, so bei Gochsheim (nach THÜRACH) bis auf 7 m, bei Kleinbottwar bis auf 6 m und bei Ellenweiler bis auf 3—4 m über der Muschelkalkgrenze. Unter dem Sandstein wechsellagern Dolomite, Mergel und Schiefertone, wobei im Westen die härteren Kalk- und Dolomitbänke etwas häufiger werden. Die unteren Dolomite der Lettenkohle finden wir noch bis zum Neckar in normaler (Crailsheimer) Entwicklung, wenn auch mit etwas geringerer Mächtigkeit. Die Aehnlichkeit mit dem Osten tritt am schönsten in Ellenweiler zu Tage. Die Verfolgung dieser Dolomite nach Westen wird durch die geringe Zahl von Grenzaufschlüssen erschwert. Das Mettertal leitet über zum Kraichgau, wo der gelbbraune harte dolomitische Kalk mit Glaukonit und Fischresten wohl dieser Schicht entsprechen dürfte. Die „dolomitischen Mergelschiefer" sind bald als Schiefertone, bald als Mergel, vielfach als Zellendolomite ausgebildet. Die Blaubank zeigt ihre typische Entwicklung besonders bei Mundelsheim, Talheim und im Murrgebiet: blaue Kalke, Lumachelle und Bonebedlage, scharf gegeneinander abgegrenzt, obwohl Verknetungen und wellige Kalke nicht fehlen. Glaukonit und *Myophoria Goldfussi* sind in ihr nicht selten. Westlich des Neckars wird die Blaubank oft etwas dolomitisch und nähert sich der Grenze. Bonebedreste und Koprolithen finden wir jedoch auch noch im Kraichgau (dichter, grauer, toniger Kalk THÜRACHS). Die „Vitriolschiefer" lassen sich überall nachweisen, wenn auch häufig etwas mergelig oder dolomitisch. Bei Talheim sind sie noch etwa 1 m mächtig und führen unter der Mitte das „mittlere Crailsheimer Bonebed". Nach Süden und Westen nimmt ihre Mächtigkeit stetig ab, im Murrgebiet 60—80 cm, im Mettertal 30—50 cm, im Kraichgau 30—40 cm. Die Tabelle bringt die Deutung der unteren Lettenkohlenprofile, die ich östlich des Neckars vertrete, dagegen westlich des Neckars und bei Untertürkheim nur für wahrscheinlich richtig halten kann, da mir hier die Zahl der Profile nicht genügt, um ganz sichere Schlüsse zu ziehen, und da hier gelegentlich einmal einer dieser Horizonte unterdrückt wird oder sich nicht deutlich erkennen läßt.

| | Talheim | Ellenweiler | Mundelsheim | Weiler zum Stein | Untertürkheim | Walheim | Markgröningen | Mettertal | Bretten | Gochsheim | Bruchsal |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Untere Dolomite | 60 | 90 | 20 | 40 | 30 | 30 (50) | x | 40 | 10 | 20—50 | 40 |
| Dolomitische Mergelschiefer | 90 | 50 | 40—50 | 30 | 30 | 70 | 40 | 60 | 40 | 40—50 | 15 |
| Blaubank | 20—25 | 15 | (60) 30 | 30 | 35 | 50 | 20 | 20—30 | 30 | 20—30 | 60 |
| Vitriolschiefer | 100 | 60—70 | 60—70 | 60 | 35 | 70 | 40 | 30—50 | 30—40 | 30 | 25 |

### *Semipartitus*-Schichten.

#### Fränkische Grenzschichten.

Die Nähe der Kochendorfer Facies läßt sich bei Gochsheim, Bretten, Lauffen und Sontheim erkennen. An ihrer oberen und unteren Grenze bleiben die Bairdienletten am längsten tonig. Im Neckargebiet gehen sie zuerst in Blaukalke, dann erst in Muschelbänke über; bei Gochsheim treten gleich Muschelquader an ihre Stelle. Bei Bretten—Vaihingen schrumpfen sie außerordentlich zusammen, bei Bretten sind die Schichten, die man für ihr Aequivalent halten müßte, nur 60 cm mächtig, bei Kleinvillars noch 40—50 cm, bei Illingen noch 10 cm. Ob die „Bairdienletten" hier auskeilen oder ob sie die Schichten des Glaukonitkalks nachahmen, und also dieser auskeilen würde, läßt sich noch nicht entscheiden. Die Verfolgung ihrer unteren Grenze bereitet im Neckargebiet ziemliche Schwierigkeiten. Denn die obere Terebratelbank zeigt zwar ihre typische Entwicklung im Kraichgau und von Bretten und Kleinvillars bis Illingen—Vaihingen; aber weiter im Osten ist sie ziemlich fossilarm und den anderen Bänken so ähnlich, daß es manchmal nur mit Hilfe des Sphärocodienkalks gelingt, ihre Lage festzustellen. Bei Lauffen und Sontheim—Talheim kann man ohne viel Mühe noch Terebrateln und Gervillien finden. Hier ist das Niveau der Bairdienletten von Blaukalken mit Mergel und Schieferton gebildet. Bei Sontheim S wird die größte festgestellte Mächtigkeit erreicht: Glaukonitkalk 340 cm, „Bairdienletten" 180 cm. Der Glaukonitkalk führt hier oben und unten dicke Muschelbänke mit Myophorien, mitten typische Gekrösekalke in gelbem Mergel in rasch wechselnder Ausbildung. Ueberfaltungen kommen vor und sind nach Norden gerichtet. Im 2. Aufschluß, nur etwa 400 m weiter südlich, mißt der Glaukonitkalk nur noch 3 m. An Stelle der Gekrösekalke sind Splitterkalke getreten, während die vorher einheitliche obere Hälfte des Glaukonitkalks sich auflöst und Gekrösekalke und Mergelschiefer zeigt. Im unteren „Bairdienletten" kommen Septarien vor; seine Blaukalke gehen schon mehr in Splitterkalke über, die im nächsten Steinbruch schon dickbankiger werden. In diesem sind die Fränkischen Grenzschichten statt 520 bzw. 470 cm nur noch 430 cm mächtig. Die dünnen Tonlagen treten noch mehr zurück, um im 4. Aufschluß vollends auszukeilen. Damit muß eine Trennung zwischen Bairdienton und Glaukonitkalk aufhören, um so mehr, da sich beide auch sonst petrographisch immer ähnlicher werden. Muschelreiche Bänke, von Stylolithen durchzogen, und Quader finden wir im „Bairdienletten" des 5. sehr hohen Aufschlusses, und die Gesamtmächtigkeit der Grenzschichten, die hier noch 360 cm beträgt, schrumpft zwischen dem Rauhen Stich und Talheim auf 280—290 cm zusammen, während sie zwischen Talheim und Schozach noch 250—260 cm beträgt. Stets zeigt der Glaukonitkalk hier schöne Fluidalstruktur. Gekrösekalke kommen bis Schozach vor; bei Ilsfeld ist die Grenze nicht erschlossen, und 10 km weiter südlich bei Kleinbottwar sind die Grenzschichten nur noch 60 cm dick. Ein ähnliches Bild bietet uns eine Profilreihe auf dem linken Neckarufer. Zwischen Lauffen und Meimsheim hat der Glaukonitkalk sehr große grüne Flecken, Gekrösekalke und gelbe Mergel sind auch hier vorhanden. Von den „Bairdienletten" ist nur noch der unterste Teil tonig mit dünnen Kalkplatten, während massige Blaukalke etwa drei Viertel umfassen, also ganz ähnlich wie nördlich des Rauhen Stichs, womit auch die Mächtigkeit übereinstimmt (340 cm). Bei Walheim messen die Grenzschichten nur noch 120 cm, dazwischen bei Hohenstein-Bönnigheim 170—180 cm. Hier kann man sich jedoch über die Abgrenzung Muschelkalk—Lettenkohle streiten (vgl. Profil 51), weil der oberste Glaukonitkalk mergelig entwickelt ist. Ich lege die Grenze darüber mit dem reichen, Glaukonit enthaltenden Bonebed. Dieselbe Abnahme nach Süden läßt sich auch westlich der Keuperhöhen von Strom- und Heuchelberg zeigen: Gochs-

heim 380 cm, Bretten-Knittlingen 270—230 cm, Kleinvillars 190 cm, Illingen-Vaihingen 145—150 cm, Kleinsachsenheim ca. 90 cm, überall mit schönen Gekrösekalken. So nähern wir uns stetig dem Gebiet der auskeilenden Grenzschichten. Bei Mundelsheim messen sie noch etwa 60 cm (wie Kleinbottwar); denn die Sphärocodien setzen hier schon 110 cm unter der Grenze ein, bei Marbach aber bei 80 cm. Es mögen hier also noch 20—30 cm Grenzschichten über der oberen Terebratelbank (die sich hier nicht erkennen ließ) lagern. Bei Ellenweiler, Unterschöntal, Zell, Metterzimmern wird die obere Terebratelbank Grenzschicht gegen die Lettenkohle. In Schwaben fehlen also die **„Fränkischen"** Grenzschichten ganz. Die Fauna bietet gegenüber der Kochendorfer Facies wenig Neues; nur bedingt der Uebergang von Ton in Kalk ein Zurücktreten der „Ton-Fauna" (Bairdien, Estherien) gegenüber der „Kalk-Fauna" (Muscheln, besonders Myophorien).

### Terebratelschichten.

Die Mächtigkeit der Terebratelschichten ist in der Dolomitfacies durchschnittlich (etwa 1 m) größer als in der Kochendorfer Facies. Die größte wird am Rauhen Stich bei Talheim mit $5^1/_2$ m erreicht. Wie bei Jagstfeld sind es auch hier mehr riffartige Anschwellungen, die nach allen Seiten abnehmen. Die Hauptursache dieser größeren Mächtigkeiten ist das Auftreten einheitlicher dicker Kalk- oder Dolomitmassen, das Zurücktreten der dünnen mit Ton und Mergel wechsellagernden Bänke. Gegen Südosten jedoch tritt auch hier eine allgemeine Schichtenabnahme ein, die noch durch das Auskeilen der höchsten Schichten (obere Terebratelbank, Sphärocodienkalk) verstärkt wird. So beginnt die Hauptterebratelbank im Murrtal 3—4 m unter der Grenze (statt 7—9 m!), bei Erbstetten nur 2,7—3 m und bei Unterweißach gar nur 2 m. Bei Wolfsölden—Markgröningen ist der Sphärocodienkalk Grenzhorizont, und weiter im Süden verschwindet auch er. Bei Zuffenhausen finden wir noch dicht unter dem Bonebed Sphärocodien. Die Fauna weicht nur wenig vom Norden ab. *Pemphix* ist aus der Kiesbank von Talheim bekannt (Stettner), und im gelben Dolomit, der den unteren Terebratelschichten entspricht, fand ich ihn bei Oelbronn. Abweichend ist das zum Teil ungewöhnlich reiche Vorkommen von Sphärocodien, so bei Bretten in über 1 m dicken Schichten, die unten auch Oolithe führen. Bis jetzt sind sie nachgewiesen bei Gölshausen, Bretten, Kleinvillars, Illingen—Vaihingen, Sachsenheim, Metterzimmern, Walheim, Groß-Ingersheim, Markgröningen (durch cand. geol. Gaiser), Zuffenhausen, Mundelsheim, Marbach, Kleinbottwar, Wolfsölden, Leutenbach, Zwingelhausen, Unterschöntal, Steinbach, Zell, Ellenweiler. Oolithe und Pseudo-Oolithe findet man häufig mit ihnen zusammen. Die Oolithe lassen sich noch bei Sontheim—Talheim nachweisen. Die beiden gelben Bänke in den Terebratelschichten verlieren sich nach Süden, weil ja hier der Ton immer mehr zurücktritt. Der 2. gelben Bank dürfte etwa die obere Grenze des *Trigonodus*-Dolomits entsprechen. Die Kiesbank, die noch bei Lauffen—Talheim einen ebenso guten Leithorizont abgibt wie in der Kochendorfer Facies, büßt auch ihren Tongehalt mehr und mehr ein, so daß es immer schwieriger wird, die Hauptterebratelbank zu erkennen und festzuhalten. Dazu kommt noch die einsetzende Dolomitisierung, die an Stelle mannigfaltig ausgebildeter Schichten (im Norden) einförmige massige Quader treten läßt. Diese verändert auch die Fauna; *Trigonodus Sandbergeri* und *Myophoria Goldfussi* werden häufiger, die Terebrateln und Ceratiten treten zurück.

### Hauptterebratelbank.

Die Hauptterebratelbank ist im nördlichen Teil unseres Gebietes ebenso typisch entwickelt wie in der Kochendorfer Facies. Sie ist meist die härteste Bank im ganzen Aufschluß und tritt zwischen

den Mergellagen deutlich heraus. Verkieselungen sind in ihr nicht selten, und weiter im Süden erkennt man sie fast nur an den an den Wänden herausgewitterten Terebratelschalen, die dann die Durchbohrung der großen Schale schön zeigen. Der Dolomitgehalt steigt nach Süden, und damit treten auch die Terebrateln mehr zurück. Die Bank verschmilzt mit den übrigen Schichten zu einer einheitlichen Masse. Von Ottmarsheim beschreiben sie Bach und Paulus, und das benachbarte Profil von Mundelsheim gestattet den einwandfreien Nachweis, daß es sich nicht um ein lokales Vorkommen von Terebrateln im *Trigonodus*-Dolomit (E. Fraas) oder um die obere Terebratelbank (Stettner) handelt. Denn sie liegt hier 4,6 m unter der Grenze, ganz normal ausgebildet, überlagert von gelben Mergeldolomiten, hier „Dreckbank" genannt, 3,3 m unter den Sphärocodien. Dazu sind alle Uebergangsstadien der Tiefenlage nachgewiesen: 8,3—7 m von Sontheim (Rauher Stich) bis Schozach, 7,2 m bei Meimsheim, 5,9 m bei Hohenstein, ca. 5 m bei Hofen, ca. 4,7 m bei Walheim. Und auch weiter nach Südosten läßt sich dieses „Ansteigen" der Hauptterebratelbank gegen die Grenze nachweisen: Kleinbottwar—Steinheim 4,1 m, Marbach ca. 3,4 m, Erbstetten 2,7 m, Unterweißach 2 m. *Myophoria Goldfussi* wird nach Süden in ihr häufiger. *Orbiculoidea* n. sp. stammt aus der Hauptterebratelbank von Bönnigheim—Hohenstein.

### *Nodosus*-Kalk.

#### Intermedius- oder Gervillienkalk.

Da nach Süden die obere Terebratelbank samt den darüber liegenden Muschelkalkschichten auskeilt und die Hauptterebratelbank sich nur mit größter Mühe verfolgen läßt, um zuletzt doch im massigen Dolomit zu verschwinden, sind die Leithorizonte des Gervillienkalks hier von größter Wichtigkeit. Vor allem war es die Bank der kleinen Terebrateln mit den ihr auflagernden Kalkplatten und Mergeln, die eine befriedigende Profilvergleichung ermöglichte. Dazu entdeckt sie der Kenner schon petrographisch ziemlich rasch (wulstig-knorrige blaue Kalke, oben Muschelbänke, darüber Mergel, die nach oben durch Kalkplatten in die massigen Kalke übergehen). Außerdem wittern hier sehr schön die zierlichen Schalen der kleinen Terebrateln heraus und sind z. B. im Murrtal (Backnang, Erbstetten) so häufig, daß man glauben könnte, die *Cycloides*-Bank vor sich zu haben. Ihre Fauna weicht von der Kochendorfer Facies nur wenig ab; vor allem ist sie viel reicher. Meist ist diese Schicht die fossilreichste im oberen *Nodosus*-Kalk. Nach Südwesten wird *Myophoria Goldfussi* immer häufiger, während im Südosten die kleine Terebratel herrschend bleibt. Der untere Sphärocodienhorizont, der in der Kalkfacies im unteren Teil dieser Schicht nachgewiesen ist, läßt sich wahrscheinlich auch durch die Dolomitfacies verfolgen, da mich Herr Privatdozent Dr. Lang-Tübingen auf ein Vorkommen von Sphärocodien in diesem Horizonte bei Bondorf aufmerksam machte. Bei Backnang sind hier Sphärocodien nachgewiesen. Die Mächtigkeit dieses Schichtengliedes, das nur im oberen Teil die reiche Fauna führt, nimmt nach Süden rasch und konstant ab: Rauher Stich—Meimsheim 3,1 m; Bönnigheim—Talheim 2,8 m; Ilsfeld 2,5 m; Walheim 2 m; Mundelsheim 1,8 m; Marbach—Kleinbottwar 1,5 m. Weiter nach Südosten verschwindet der für Schozach- und Neckartal so typische Tonhorizont; er ist in Kalk übergegangen, und damit wird es fast unmöglich, die Grenzen festzuhalten. Während auch der Tonhorizont nach Süden regelmäßig abnimmt (Rauher Stich 2,6 m; Talheim—Ilsfeld 2,2 m), zeigt der obere Gervillienkalk größere Unregelmäßigkeiten, die auf das Einsetzen massiger einförmiger Kalke und dolomitischer Kalke zurückzuführen sind. So schwellen diese Schichten konstant nach Süden an: Rauher Stich—Talheim 4,3—4,6 m; Neckarwestheim 5,2—5,7 m; Walheim

6,2 m; Mundelsheim—Besigheim—Kleinbottwar 7 m; Vaihingen, Murrtal 7—7,5 m. Da dieses Anschwellen zunächst ebenso stark, lokal stärker ist als das Auskeilen der höheren Schichten, macht die Bank der kleinen Terebrateln das allgemeine Aufsteigen der Leithorizonte gegen die Grenze nach Süden zunächst nicht mit, sondern behält ihre normale Tiefenlage von 13—14 m unter der Grenze bei (Vaihingen, Kleinsachsenheim, Ilsfeld). Dann aber muß auch sie sich dem allgemeinen Gesetz fügen: Metterzimmern, Walheim, Mundelsheim ca. 12 m; Marbach, Kleinbottwar, Zwingelhausen, Unterschöntal ca. 11,5 m; Marbach ca. 10,5 m; Unterweißach, Wolfsölden, Erbstetten ca. 10 m.

Die mächtigen Quader der Felsengärten von Besigheim sind fast nur oberer Gervillienkalk; denn in der Sohle der Schlucht steht die Bank der kleinen Terebrateln an, während die Hauptterebratelbank die hohen Felsen krönt. Schöne hohe Stylolithen durchsetzen die bis 3 m mächtigen unteren Quader. Der gelbe *Trigonodus*-Dolomit bildet also nur die allerhöchsten Lagen der Felsen.

Der *Trigonodus*-Dolomit greift nach Süden immer weiter herab und dringt also im unteren Gebiet auch in den Gervillienkalk ein. Besonders ist es ein einheitliches Verzahnen mit dem oberen Gervillienkalk, und zwar im Enz- und Murrgebiet hauptsächlich mit dessen oberer Hälfte. Am stärksten ist hier die Dolomitmasse bei Unterweißach. Die Bank der kleinen Terebrateln aber bleibt noch reiner Blaukalk und wird noch weiter nach Süden für die Erforschung des *Trigonodus*-Dolomits von größtem Wert sein, da sich mit ihr ohne Mühe zeigen läßt, wie die Dolomitisierung immer tiefere Schichten erfaßt. Die Kalke, die zuerst noch mit dem Dolomit wechsellagern, verlieren sich nach Süden, so daß dort eine einheitliche mächtige Dolomitmasse den Abschluß des Muschelkalks bildet. *Trigonodus Sandbergeri* wurde mehrfach auch im Gervillienkalk nachgewiesen, besonders im Südosten.

Ein größeres Stück Kohle erhielt ich aus dem Gervillienkalk von Talheim. *Ceratites nodosus laevis* konnte auf Wanderungen mit Herrn Professor Dr. E. W. Benecke bei Bruchsal und Ilsfeld in der Nähe der Bank der kleinen Terebrateln nachgewiesen werden.

Oolithe sind sehr verbreitet, besonders im Murrtal: bei Ellenweiler, Zell, Unterschöntal, Zwingelhausen, wahrscheinlich durchgehend etwa 1 m unter der Hauptterebratelbank; bei Backnang liegen sie tiefer (unter dem Gervillienkalk). Auch bei Zuffenhausen kommen Oolithe vor.

## Profile und Tabellen[1]).

### Dolomitfacies. 42—77.

42. Profil Gochsheim O (Straße nach Flehingen) kombiniert.

U.L.:

ca. 400 Sandsteinplatten
ca. 170 schwarze Schiefertone
70 gelbe Zellendolomite
120 schwarze Schiefertone
60 gelbe Mergel-Kalkplatten
100 schwarze Schiefertone
60 gelbe Mergeldolomite (Zellendolomite), oben fester, unten dünnschichtig
60 dunkle Schiefertone
30—(50) gelbbrauner, harter dolomitischer Kalk
45—50 gelber dolomitischer Mergel—Mergelkalk, Flammendolomit ähnlich, daraus Zellendolomit entstehend

1) Nachtrag während des Druckes der Arbeit: 47 meiner Profile, darunter fast alle aus dem Gebiet der Dolomitfacies, lagen Herrn G. Stettner im Sommer 1912 vor, ehe er die Arbeit in den „Jahresheften des Vereins für vaterländische Naturkunde in Württemberg". 1913. pag. 60—110 begann, und während er seine Profilaufnahmen ausführte. Ich weise auf die weitgehende Uebereinstimmung der von ihm veröffentlichten Profile mit den meinigen hin, besonders auf Profil 44 von Bretten. Trotzdem findet sich in dieser Arbeit kein Wort darüber. Daher sei es hiermit festgestellt.

25 harter dunkler Kalk, drusig, gelbbraun verwitternd, Bonebedreste, Koprolithen
25—30 schwarzer Schieferton (THÜRACHS Bairdienton) = Vitriolschiefer

3,6 m Fr.Gr. (3,4—3,8):
20—25 Glaukonitkalk, dünnes Bonebed, kein Sand, gelb verwitternd, Fluidalstruktur
40—45 blauer Splitterkalk, wulstig verbacken, Glaukonit
110—120 Gekrösekalk (Wellen bis 20 cm hoch) mit ziemlich viel Mergel, Septarien. Fischreste, unten Mergelschiefer vorwiegend (0—45)
160—190 Muschelquader-Kornstein, Stylolithen, unten Splitterkalke (50)
dünne Schieferlage

6 m T.Sch.:
40 O.T.: Knauerkalk mit Mergel, wenig Terebrateln und Gervillien
190 Muschelquader, rötlicher Kornstein, stark wechselnd, unten blauer Splitterkalk, „Eisenblauer", bzw. dolomitische Kalkplatten
30 Blaukalk, oben und unten je 5 Mergel
20 Blaukalk
20—25 dolomitischer Mergelkalk, liegende Stylolithen
25 graue blättrige Kalkplatten
(20)—30 harte kristalline Bank, beim Anschlagen funkensprühend, „Klötzle", Muscheln

→ kombiniert
30—35 gelber Dolomit, „Gelber"
55—60 harte kristalline dolomitische Bank, „Silbergrauer"
10 gelbe dolomitische Mergel
60 blauer blättriger Kalk
15—20 gelbe Mergel
25 Blaukalk
25 gelbe Mergel, wenig Kalk } Kiesbank
15 dunkle Mergelschiefer, Terebrateln }

1,4 m H.T.:
40—50 „Stroblige", unregelmäßig geschichteter blauer Kalk, viel Terebrateln, *Pecten*
10 gelber blättriger Mergel
55 schwach dolomitischer Kalk, „Silbergrauer", oben sehr reich, schöne Schalen herauswitternd
5 Mergel einkeilend
35 kristalline Muschelbänke, oben Hebräer („Marmor"), unten Blaukalk

4,6 m (+?) O.G.:
30 MI: gelber dolomitischer Mergel
300 massige Kalke, zum Teil dolomitisch
130 dünne Kalkplatten mit viel gelbem Mergel
— — — — — — — —?
x Splitterkalk K.T.?

## 43. Profil Gochsheim N (Pfaffenbrunnen).

U.L.: Schieferton
——— THÜRACHS Grenze
30(—0) Dolomit
40(—50) gelber Zellendolomit
20(—30) harte Kalkbank mit Bonebed und Koprolithen (Bl.?)
20—25 schwarzer Schieferton (V.)

Fr.Gr.:
20—25 gelb verwitternde dolomitische Bank, Bonebed
50—55 kristalliner Glaukonitkalk, oben Bonebed, besonders unten viel Glaukonit; Kalkwellen
25 Gekrösekalk, Wellen bis 20 cm hoch in gelbem Mergel
50 drusiger Splitterkalk, Septarien; nach Süden dicker werdend = Gekrösekalk
40—45 graue mergelige Schiefer mit Fischresten, nach Süden nur 20—25
120 kristalline Quader
60 Splitterkalk
O.T.

## 44. Profil Bretten O (U.L.: Straße nach Knittlingen, Muschelkalk: Tunneleingang).

U.L.:
20 Dolomit
50 Schieferton
50 fester brauner Dolomit
100 Schieferton
10 brauner dolomitischer Kalk
40 dünne dolomitische Bänke, Mergel und Zellendolomite
30 Kalk, innen blau, Bonebed (Bl.?)
40—45 schwarze Mergelschiefer (V.)

2,5—2,7 m Fr.Gr.:
30 gelbe dolomitische Mergelplatten mit Bonebed
100 deutlicher Gekrösekalk, Verknetungen
70 Verknetungen, unten Splitterkalk
10(—20) Mergelschiefer und wellige Blaukalke
35—40 graublaue Kalke, Fucoiden
10 Mergelschiefer

T.Sch.:
35 O.T.: knauerige Kalke, *Gervillia*, Terebrateln ziemlich reichlich, Fucoiden
155—170 Muschelquader-Kornstein, besonders mitten viel Sphärocodien, unten mit Oolith (70)
5 gelber Mergel
150 harte feinkörnige Muschelquader, etwas dolomitisch
80 dünne Kalk- und Dolomitbänke, Mergel, unten schiefrig verwitternd
55 harter grauer dolomitischer Kalk, oben Breccie von Terebratelschalen

25 gelber Mergel
70 Blau- und Splitterkalke
15 gelber dolomitischer Mergel

35 Bank mit glänzenden Brachiopodenschalen, H.T.?
ca. 200 Blau- und Splitterkalk.

## 45. Profil Bruchsal (Rohrbachtal).

U.L.:

ca. 150 dunkle Schiefertone
ca. 70 dolomitischer Kalk
110 graue Mergel
70 gelbe Mergel, dolomitische wellige Kalke, Zellendolomite
70 dunkle Schiefertone
35 dolomitische Mergel und Dolomit
20 gelbe Mergel und Zellendolomite
35 dunkle Schiefertone
25 harter brauner dolomitischer Kalk, Dolomitkristalle
60 gelbe dolomitische Mergel
15 dolomitischer Kalk
} vergleiche Gochsheim
10 gelbe Mergel
30 schwarze Schiefertone } V.

10,4 m Sem.Sch.:

75 Glaukonitkalk, hart, kristallin, Fluidalstruktur, nach unten Glaukonit, Muschelquader, oben Bonebed
70 dolomitischer, verbackener Knauerkalk, Kalkwellen
220—230 harte dolomitische kristalline Kalke, oben mit Zinkblende
80 dünne dolomitische Kalkbänke
300 harte kristalline dolomitische Kalke
105 gelbe dolomitische Mergel mit dolomitischem Kalk
105 harte graue dolomitische Bänke, gelb verwitternd
35 graublauer Kalk
45 gelb verwitternder Mergelkalk (K.?)

H.T.?:

45 graublauer Kalk mit Terebrateln
100 kristalliner Kalk, unten gelb verwitternd (Mi?).

## 46. Profil Bruchsal SO (Brunnenstube).

ca. 700(?) Kalk und Dolomit
40 Kalk
20 Blaukalk
60 (K.) Kiesbank, gelbe Mergel mit wenig Kalk, gelbe Mergelschiefer

1,2 m H.T.: kristallin, dolomitisch, Terebrateln herauswitternd, Austernriffknollen

G.:

60 Muschelbänke mit Blaukalkschmitzen
70 dolomitisch-kristalliner Kalk (D.)
20 blaue Muschelbank, Hebräer
75 dicke Kalkbänke, wenig Schiefer
100 Blaukalkplatten mit gelbem Mergel
15 gelber Mergel
80 Blaukalkplatten mit gelbem Mergel
15 Muschelbank, Hebräer

80 gelbe Mergel mit Blaukalk, *Ceratites nodosus laevis*
20 gelbe Mergel, wenig Kalk
— — — — — — — —?
10—20 Muschelbank, blau, hart, kristallin, kleine Muscheln (K.T.?)
55 Blaukalkplatten und Mergel
30 gelbe Mergel
20 Blaukalk und Mergel
— — — — — — — —?
25 dicke Blaukalkbank, *Lima* (K.T.?)
10 Blaukalk
90 Mergelschiefer und Blaukalk
70 dicke Blaukalke, mitten lockerer
60 Kalk und Mergel
2—300 Blaukalk und Mergel

## 47. Profil Klein-Villars.

U.L.:

40 wellig wulstige Dolomitbänke
80 schwarze Schiefer
20 dolomitischer Kalk
120 Lettenschiefer und Dolomit
20 harte rotbraune Bank mit Wirbeltierresten und Koprolithen
25 graue Schiefertone (V.)

1,8—1,9 m Fr.Gr.:

20 Glaukonitkalk mit 3 Lagen Bonebed und Glaukonit, tonig-dolomitisch, *Lingula*
20 Gekrösekalk, Glaukonitzwischenlagen
25 kristalline Bank mit Koprolithen, Muscheln

45 wulstige Kalke, Verknetungen
35 kompakte Bank, verknetet mit der Unterlage
40—50 wellige Blaukalke, von dünnen Schiefer- und Mergellagen eingeschlossen

T.Sch.:

25 O.T.: Splitterkalk, nicht sehr reich
40 Sphärocodienkalk, besonders unten reich
5—10 Gi = Schiefer
50 Splitterkalk, oben Hebräer mit Sphärocodien; Terebrateln, *Lima*, Stylolithen
70 harte Kalkbänke, wenig Terebrateln
Erst tiefer setzt der Dolomit ein, wie die Aufschlüsse bei Oelbronn zeigen.

## 48. Profil Illingen OSO—Vaihingen.

U.L.:

ca. 200 Schiefer und gelbe Mergel
10 harte dolomitische Bank mit Bonebedresten
25 graue Schiefertone

1,45—1,5 m Fr.Gr.:

15 grauer dolomitischer Kalk, senkrecht klüftend, gelb verwitternd, Glaukonit
35 typischer Gekrösekalk, hochwellig, blau mit gelbem Mergel

40 harte Kalkbank mit Muscheln
5 welliger Blaukalk
45 Splitterkalk, fossilarm
10 Mergelschiefer — blättriger Kalk

ca. 3,6 m T.Sch.:
40 O.T.: Knauerkalk mit Terebrateln und Gervillien
50 Splitterkalkbank, kaum dolomitisch, oben Sphärocodien, unten reicher Oolith
ca. 350 gelber massiger Dolomit, oben plattig verwitternd, unten 80 mit Muschelresten = H.T. (nach Koch mit Terebrateln)
Stylolithenzug, Bonebed

ca. 7,5 m O.G.:
100 Muschelbänke, weiße Einschlüsse
30 Muschelbank, *Gervillia*
70 dolomitischer Kalk, fossilarm (D.)
25 dolomitischer Kalk, Muscheln
50 ebene Kalkbänke, Muscheln, keine Terebrateln
40 dolomitischer Kalk
120 Splitterkalk, weiße Einschlüsse
ca. 200 Muschelbänke
ca. 100—150 Mm: Plattenhorizont, oben Splitterkalkbänke, unten Blaukalkplatten mit gelbem Mergel

U.G.:
110 K.T. blaue knauerige Kalke und Hebräer, kleine Terebrateln, *Gervillia, Myophoria Goldfussi*
75 Wulstkalk mit wenig Mergel
30 Splitterkalk mit vielen kleinen Muscheln
150 T.H. dünne Kalkplatten und Schiefer

## 49. Profil Kleinsachsenheim S (im Gervillienkalk kombiniert mit Groß-Sachsenheim S, Straße nach Unterriexingen).

U.L.:
ca. 200 gelbbraune und schwarze Schiefertone
30 Dolomit und Kalk, Bonebed
30 schwarze Schiefer

---

ca. 0,9 m Fr.Gr.:
25 gelbe dolomitische Mergel mit Bonebed und Glaukonit
60 typische Gekrösekalke und gelbe Mergel
5 gelbe Mergel

5,3 m T.Sch.:
60 Splitterkalk-Kornstein O.T.?
70 Sphärocodienkalk, besonders unten reich, Stylolithen
50 Splitterkalk („Eisengrauer"), *Pecten*
80—90 Dolomit und Kalk
270 gelber Dolomit, oben sehr hart, ganz unten etwas mergelig (K.)

0,65 m H.T.: oben 15 dolomitisch, unten 50 grau mit Terebrateln, besonders Durchschnitte

6,9 m O.G.:
130 Kalkquader, Stylolithen
60 Dolomit und Kalk (D.)
180 Kalk—Quader
20 gelbe dolomitische Mergel
160 grauer halbkristalliner Splitterkalk — Quader
130—140 Blaukalkplatten mit viel schwarzem Schiefer (Mm)
——→ kombiniert

4 m U.G.:
10 K.T.: Muschelbank
60 K.T.: „Brockelfels" mit Gervillien und wenig Terebrateln
180 blaue Kalkplatten, *Gervillia*
150 T.H., und zwar 50 schwarze Schiefer und dünne Kalkplatten
75 Blaukalk und Hebräer
30 dolomitische und schwarze Schiefer

*Nodosus*-Platten
150 Blau- und Splitterkalke

## 50. Profil Meimsheim O (Straße nach Lauffen).

U.L.: Mergel
50 Kalkbank (Bl.)
70 Mergel und dolomitische Platten, Schieferton (V.)

---

3,4 m Fr.Gr.:
10 dolomitische Platten, Bonebed
30 kristalliner Glaukonitkalk, große grüne Flecken
100 Gekrösekalk, Blaukalk und Mergel, unten mehr verbacken = Splitterkalk
40 gelber Mergelschiefer
120 massige Blaukalke
25 dünnschichtige Blaukalke
20 Schieferton und dünne Blaukalkplatten (Ueberrest der Tone von B.T.)

3,8 m T.Sch.:
50 O.T.: Knauerkalk mit Schiefer, mehr Gervillien als Terebrateln
25—30 Splitterkalk (= verbackener Knauerkalk)
30—35 Gi: gelbe Mergelschiefer und dünne Kalkbänke
60—65 harte Muschelbank
90 harte, zum Teil dolomitische Kalke—Quader, „Dicker", Terebrateln
40 dolomitischer Kalk
75 K.: „Brockelbank", oben gelber Mergel, senkrecht klüftend, unten grau schiefrig mit Terebratelbreccie

0,8 m H.T.: sehr reich, oben blättrig, unten lockerer, ärmer; „Verzahnter"

5,6 m O.G.:
20 Mi: gelber Mergel
70 dünne Kalkbänke, Hebräer, vereinzelte Terebrateln
40—50 Kalkplatten und gelbe Mergel (D.)

280—290 Blaukalke und Hebräer, bei 160—200 Mii = blaue Platten und Mergeldolomit
65 dicke Kalkplatten
70 Miii: dünne Blaukalkplatten auf Schiefer
ca. 5,5 m U.G.:
310 K.T.: oben kristalline Muschelbank, dann Hebräer und Wulstkalke, löcherige Kalke, *Gervillia*
ca. 240 T.H., u. zwar 60(—70) schwarze Schiefer und kantig klüftende Kalke
60(—50) Muschelbänke
50(—40) dunkle Schiefer und Kalkplatten
50 + Kalk
dann III. Schieferlage

## 51. Profil Bönnigheim—Hohenstein.

Abraum: Sandsteinbrocken.
ca. 6 m U.L.:
ca. 80 schwarze Schiefer
60 gelbbraune Zellendolomite
90 grauer Mergel
40 gelbbrauner Zellendolomit
30 harter brauner Dolomit
45 graue Mergel
20 gelber Zellendolomit
45 Dolomit und gelbe Dolomitmergel
60 grauer Schieferton
80 (70—100) harter, gelber zuckerkörniger Dolomit, „Zementstein", oben mergelig, unten fester
45 grauer Schieferton (V.)

---

1,7 m Fr.Gr.:
15 reiches Bonebed, Glaukonit, Mergeldolomit (s. S. 51 [323]
25 Mergelkalk
15—20 Mergelschiefer
70 harte Kalkbänke, zum Teil dolomitisch, oben wellig, mitten Glaukonit, Bonebed, Stylolithen, „Weißkalk"
40 blauer Splitterkalk, unten zum Teil wellig
4,2 m T.Sch.:
60 O.T.: knauerig verbackener Kalk, blau und gelb, ganze Terebrateln auf den Bruchflächen
70 harte Muschelquader, Kornstein, „Weißkalk", Stylolithen, *Gervillia*
40 Blaukalk, unten Mergel (Gi?)
85 dolomitischer Kalk, oben „Blauer".
110 Dolomit, oben „Eisengrauer", unten mergelig, gelb zerfallend, „Schwarzkalk"
60 K. = „Dreckbank", oben gelber dolomitischer Mergel, unten blättriger Kalk und Schieferton
0,7 m H.T.: harter Dolomit, gelb, oben plattig verwitternd, verkieselte Terebratelschalen, viele Muschelreste, *Lima, Orbiculoidea major* (s. Textfig. 31, S. 167 [439]) „Wilder, Haariger, Pelziger, Zäher, Eichener"
6,5 m O. G.:
15 Mi: lockere Dolomite
110 Quader, oben muschelreich, „dicke Blaue"
20 Kalkplatten und Mergel } (D.)
55 Dolomit und dünne Kalkbänke }
120 Splitterkalk—Quader, „Weißer Kalk"
60 Splitterkalk, oben kleine Muscheln
30 Kalkplatten und Mergel (Mii?)
70 blauer Splitterkalk
10 Mergel und Kalkplatten (Mii?)
25 Muschelbank, kleine Muscheln
50 Splitterkalk
70 Miii: Kalkplatten und Mergel
5 m U.G.:
280 K.T.: oben Muschelbank, kleine Terebrateln, Gervillien, dann löcherige Blaukalke und Hebräer
220 T.H., u. zwar 60 schwarze Schiefer und Kalkplatten
50 Kalk, mitten Muschelbank
40 Mergelschiefer
65 Hebräer
5 Mergellage
*Nodosus*-Platten:
130 Muschelquader
120 dünne Kalkbänke

## 52. Profil Hofen O.

Sem.Sch.:
50 Kalk und Mergelschiefer verstürzt?
410 massige Kalke, oben 80 lockerer, mitten Quader, unten Dolomit
70—80 K.: gelbe Dolomitmergel, unten schiefrig
0,7 m H.T.: „Wilder", viele Terebrateln herauswitternd
6,5 m O.G.:
340 harte Quader mit Stylolithen, *Myophoria Goldfussi, Gervillia*
20 gelber Mergelkalk, auskeilend
240 Kalkplatten und dolomitische Mergel, mitten kleine Muscheln
50 Miii: blaue Kalkplatten und gelbe Mergel
U.G.:
180 + K.T.: Blaukalke mit kleinen Terebrateln

## 53. Profil Walheim.

U.L.: Schiefer
ca. 20 Zellendolomit
30 gelber Dolomit
60—70 Schiefer
50 mergeliger Dolomit, senkrecht klüftend (Bl.)
70 schwarze Mergelschiefer (V.), mitten Bonebed
1,2 m Fr.Gr.:
40 sehr harter kristalliner Kalk, Glaukonit, oben und unten Wellen
5 blaue Kalkwelle
70 massige Splitterkalke mit vielen Einschlüssen
1—5 Mergel

3,8 m T.Sch.:
- 25 Muschelbank, O.T. sehr arm
- 30 Sphärocodienkalk
- 80(—90) dünnbankig dolomitische Schichten und Muschelbänke
- 210(—215) massige dolomitische Kalke, unten 150 gelber Dolomit, der unten mergelig und schiefrig wird (K.)
- 30 Mergel und mergelig-dolomitischer Kalk mit einzelnen Terebrateln (K. oder H.T.)

0,7 m H.T.: dolomitischer Kalk, reich an großen Terebrateln (herauswitternd)

6,2—6,5 m O.G.:
- 35 Muschelbank
- 85 Splitterkalk, unten Kalkplatten
- 60 Splitterkalk
- 40 dünne Kalkplatten, *Gervillia* (D.?)
- 80 Muschelbank, *Gervillia*, keine Terebrateln
- 10 Mergel
- 120 Splitterkalk
- 100 Blau- und Splitterkalk, Stylolithen
- 120 Mm: oben dicke, unten dünne blaue Kalkplatten mit gelbem Mergel

4 m U.G.:
- 210 K.T., u. zwar 60 kristalline und wulstige blaue Kalke mit kleinen Terebrateln, oben Muschelkalk
- 80 Hebräer
- 70 blaue wulstige Kalke, wenig Hebräer
- 190 T.H., 55 dunkler Mergelschiefer mit kantigen Blaukalkplatten, unten wulstig
- 45 Gervillienplatten, Hebräer
- 25 gelber Mergel, wenig Kalk
- 60 Wulstkalke
- 10 auskeilende Mergellage

*Nodosus*-Platten:
- 250 Kornstein, Quader, *Myophoria Goldfussi*

## 54. Profil Metterzimmern O.

U.L.:
- ca. 150 Letten und Schiefer
- 40 Dolomite (U.D.)
- 60 graue Mergelschiefer (D.M.)
- 20 dolomitische Steinmergel
- 20 Blaukalk mit Bonebed (Bl.)
- 50 graugelbe dolomitische Mergelschiefer (V.)

ca. 5,25 m Fr.Gr. + T.Sch. + H.T.:
- 10 Bonebedlagen und gelber dolomitischer Mergel
- 25 blaue Kalkbank, unten dolomitisch

} ca. 300 m westlich 40 cm wellige dolomit. Schichten, Wellen immer stärker

- 20 blauer Kalk mit Sphärocodien
- 105 „Pseudo-Oolithe", Sphärocodien, unten dolomitisch
- 15 Blaukalk, Sphärocodien
- 50 grauer Kalk, unten dolomitisch knauerig
- 300 gelbe Dolomitquader; unten HT.?

6,8 m O.G.:
- 150 grauer Kalk mit Stylolithen; unten 30 dolomitisch (D.)
- 50 Dolomit (D.)
- 170 Kalk und Dolomit wechselnd
- 10 gelbe Mergel
- 180 blauer Kalk, oben etwas dolomitisch, unten reiner Kalk
- 120 blaue Platten, wenig gelbe Schiefer (Mm)

U.G.: K.T.: knauerige Kalke, oben Muschelbank, kleine Terebrateln, Gervillien.

## 55. Profil Zuffenhausen S.

U.L.:
- 50 gelbe, kantig klüftende Dolomite
- ca. 200 dunkle Schiefertone
- 60 gelbe Mergelschiefer und Zellendolomite
- 75 dunkle Schiefertone
- 40 gelbgraue Mergelschiefer
- 30 graue Steinmergel, gelb verwitternd, senkrecht klüftend (U.D.)
- 40 graue Schiefertone (D.M.)
- 20—25 glatte, graublaue Kalkbänke, zum Teil wellig (Bl.)
- 25—40 gelbgraue Mergelschiefer (V.)

Ob. Muschelkalk:
- 5 braunes Bonebed, Aufwühlung des Untergrundes
- 55 graue (dolomitische?) Kalke, muschelreich, ganz oben Sphärocodien, unten oolithisch, Stylolithen
- 55 gelber dolomitischer Kalk
- 380—400 weißgelbe, massige, sandige Dolomite
- 60 mehr plattige, zum Teil dolomitische Schichten
- 110 massiger dolomitischer Kalk, bzw. gelbgrüner Dolomitsand, oben oolithisch
- 50 dolomitischer Kalk
- 180 graue Kalke, zum Teil glatt
- 30 + Muschelbänke (K.T.??)

## 56. Profil Neckarwestheim NW (Konstenfeld).

3,6—3,7 m Fr.Gr.:
- 20 hartes Bonebed, Glaukonit
- 80 Gekrösekalk mit Verknetungen (gelb-blau)
- 30—40 dolomitischer Splitterkalk
- 15—20 gelbe Mergel
- 130 Kornstein—Quader
- 80 Lumachelle—Quader

4,3 m T.Sch.:
- 140 O.T.: Knauerkalk, oben besonders reich an Terebrateln; Gervillien, Schnecken, bei 100 *Ceratites semipartitus*
- 20 blauer Splitterkalk
- 50 Kalk mit gelbem dolomitischem Mergel
- 160 Kalkquader, unten mehr wulstige Splitterkalke und Dolomit
- 60 K.: oben gelbe Mergel (Dolomit), unten Schiefer

0,8 m H.T.: sehr reich, blättrig
- 25 Mi: gelbe Mergel.

## 57. Profil Neckarwestheim SW (Straße nach Gemmrigheim).

x T.Sch.:
- ca. 300 Kalk und Dolomit, letzterer unten herrschend
- 60 K.: gelbe dolomitische Mergelbank, unten Terebrateln

0,6 H.T.: reich, Dolomit

5,7 m O.G.:
- 170 graue Kalkquader, weiße Einschlüsse, oben Dolomit (Mi), unten plattig (D.), etwas Schiefer
- 110 Kalk, unten muschelreich
- 50 dolomitischer Mergelkalk, zum Teil sehr hart, zum Teil senkrecht klüftend
- 100 reiche Muschelbank, kristallin
- 140 Kalkplatten, unten dünne gelbe Schiefer (Miii)

U.G.:
- 20 kristalline Muschelbank K.T.
- 200 löcherige Blaukalke, Hebräer, Gervillien K.T.

## 58. Profil Felsengärten—Besigheim.

T.Sch.:
- ca. 100 gelbe plattige Dolomite und Kalke (K.)

0,6 H.T.?

6,8—7,1 m O.G.:
- 20 Mi: gelber dolomitischer Mergelkalk
- 170 Quader, unten sich auflösend
- 20 Mergelkalk (D.)
- 40 Splitterkalk
- 300 Quader, oben schöne hohe Stylolithen

(die Felsen bildend)
- 35 grauer Kalk zwischen wenig gelbem Mergel
- 55 graue Kalkplatten und Mergel
- 70 dünne graue Kalkplatten und gelbe Mergel (Miii)

ca. 3,4 m U.G.:
- 220 K.T.: Muschelbänke und Wulstkalke, oben kleine Terebrateln und Gervillien
- 40 graue Mergelschiefer und dünne, kantig klüftende Kalkplatten
- 10 Wulstkalk

(T.H.)
- 30 Splitterkalk
- 20 Wulstkalk
- 20 gelber Mergel

(T.H.)

— — — — — — — —?

*Nodosus*-Platten:
- 290 Kalk herrschend: 50 Splitter- und Wulstkalk, 140 Muschelquader = Kornstein II, 100 Splitterkalk, unten wulstig
- 150 mehr Ton: 60 Blaukalkplatten und gelbe Mergel, 20 reiche Muschelbank, *Lima, Gervillia*, 70 Blaukalkplatten und gelbe Mergel, *Gervillia*
- x Kalk herrschend: 10 Riffknollen mit *Ostrea sessilis*, Terebrateln, 30 Splitterkalk, 25 Knauerkalk, 30 Kornstein, *Gervillia, Lima*, 340+ Wulstkalke, *Lima, Gervillia*, Myaciten

## 59. Profil Mundelsheim O, Ziegelhütte.

U.L.:
- 30 schwarze kohlige Schichten
- 30 graue Mergelschiefer
- 20 gelbbraune dolomitische Mergel
- 40—50 graue Mergelschiefer (D.M.)
- 60 Blaubank (Bl.), Dolomite und blaue Kalke, verknetet mit Bonebed, Blaukalk und Lumachellen
- 60—70 V.: graue Mergelschiefer, unten Bonebedlagen

---

ca. 0,6 m Fr.Gr.:
- 20 dolomitische Bänke, Bonebed, Glaukonit
- 40 Kalk, oben dolomitisch, unten muschelreich.

4,1 m T.Sch.:
- 95 O.T.: muschelreiche Quader, oben Terebrateln, *Myophoria vulgaris*, bei 50—80 schöne Sphärocodien, unten *Gervillia*
- 75 graue Kalke, unten Terebrateln
- 70 harte graue Kalke
- 90 gelbe Dolomite, oben dolomitischer Kalk
- 50 gelbe Dolomite
- 25—30 gelbe knauerige dolomitische Mergel, „Dreckbank“

0,6—0,7 m H.T.: dolomitisch, sehr reich, viele Terebrateln herauswitternd, *Lima*; Ottmarsheimer Terebratelbank

6,9 m O.G.:
- 120 Muschelquader, *Myophoria Goldfussi*
- 75 graue Kalke mit dolomitischem Mergel, Stylolithen (D.)
- 20 gelbe Mergelbank (D.)
- 150 Quader, oben plattig dolomitisch, weiße Einschlüsse
- 5 Mergel

150 Quader mit Stylolithen
30—35 dicke Kalkplatten und Mergel
115 dünne Kalkplatten und Mergel
20 gelbe Mergel (Miii)

3,4 m U.G.:
180 K.T.: Wulstkalke, besonders oben kleine Terebrateln, Gervillien, kleine *Ceratites nodosus*, bei 15 Fucoidenbank
50 graue Mergelschiefer, oben gelb, mit Kalkplatten
35 blauer Splitterkalk
20 Knauerkalk und Mergel
50 Muschelquader, unten gelber Mergel
} T.H.

*Nodosus*-Platten:
220 Muschelquader II
170 mehr Ton, u. zwar 110—120 Blaukalke, oben Muschelbänke
60 Blaukalk und gelbe Mergelschiefer
x Kalk 40 Muschelbänke
20 Knauerkalk und Mergel
200 Splitterkalke und Muschelbänke
200 Blau- und Wulstkalke

## 60. Profil Marbach, Aichgraben.

U.L.:
15 + Blaubank, Lumachelle
50—60 Schiefer, verschüttet (V.)

120 Miii: dünne Kalkplatten und gelbe dolomitische Mergel mit Bonebed; frisch grau, homogen

U.G.:
180 K.T.: oben knaueriger Kalk, kleine Terebrateln, Austern, *Lima*, unten Blaukalk
ca. 170 T.H., u. zwar 25 Mergel und Kalkplatten
80 Blau- und Küstenkalk, Sphärocodien
10 Mergelkalk
60 + kristalliner Kornstein

An der Straße nach Höpfigheim stehen (60a):

*Nodosus*-Kalk:
700 Blaukalk, unten knauerig (g) (vergleiche Profil 88)
30 Mergel (h)
430 Blaukalk
120 Kalkplatten und Mergel (k)
40 *Cycloides*-Bank, knauerig, mitten kristalline Platten
50 Mergelschiefer (l)
390 „Kalkmassiv", Blaukalk und Kornsteinbänke
10 Schieferton
40 dünne Kalke
40 leitender schwarzer Schieferton

3,4 m Sem.Sch.:
5 Bonebed, Aufarbeitung des Untergrundes, Glaukonitkörnchen
70 blauer Kalk, muschelarm
60 Muschelbank mit Sphärocodien
30 knaueriger dolomitischer Kalk
40 gelber Dolomit, oben kalkig
100 gelber Dolomit
40 lockerer gelber dolomitischer Mergel (K.?)

0,4 m H.T.(?): harte dolomitische Bank, Muschelreste, Terebrateln

7 m O.G.:
100 dolomitischer Kalk, oben und unten Mergel
75 reiche Muschelbank, Kornstein, keine Terebrateln
5 gelber Mergel
90 dolomitischer Kalk (D.)
30 knauerige Lagen, *Gervillia*
190 Kalk, unten Muscheln, Sphärocodien?
5 Mergel (Mii?)
85 Splitterkalk

## 61. Profil Endersbach N.

U.L.:
200 + Sandstein
45 gelber dolomitischer Mergel
10 grauer Mergel
20 braun und grau gefleckte dolomitische Bank, senkrecht klüftend (U.D.)
40 gelbe Mergelschiefer (D.M.)
50 gelbgraue plattige Dolomite (Bl.)
45 gelber Mergeldolomit (V.)

180 weißgraue und gelbe Dolomite; *Trigonodus Sandbergeri*, *Myophoria Goldfussi*, Schnecken, unten H.T.?
ca. 360 gelbe Dolomite, unten mergelig
330 dolomitische und graue Kalke
85 Fossilbänke; grauer dolomitischer Kalk
35 dünne Platten und Mergel (Miii?)
300 + graue und gelbe Kalke, viele Muschelquerschnitte.

## 62. Profil Sontheim Süd, 1. Steinbruch.

Abraum: Lehm, alte Neckarschotter, ca. 100 Schieferton und Dolomit der unteren Lettenkohle (vgl. dagegen die geol. Karte)

3,4 m Gl.K.:
140—160 Splitterkalkbänke und Lumachellen, oben 30 Glaukonitbank

25 gelbe Mergel und dolomitische Platten
10 schwarze Schiefer
45 Gekrösekalk mit gelben Zwischenlagen, rasch wechselnd (unten 20 Splitterkalk)
25 gelber Mergel, oben Blaukalk
85 Splitterkalk mit ganz dünnen Schieferlagen, unten rötlicher Kornstein mit *Myophoria*

1,8 m B.T.:
- 40 dünne Blaukalkplatten
- 20 graue Schiefer, gelb verwitternd
- 100 Blaukalkbänke, unten etwas splitterig, dünnbankig, wellig
- 10—15 Blaukalk mit Mergelschiefer, manchmal schwach wellig
- 10 Schieferton

T.Sch.:
- 15 O.T.: kristalline harte Terebratelbank, seitlich in Knauerkalk übergehend
- 30 O.T.: Schiefer- und Knauerkalk, arm
- 30—35 kristalline Bänke
- 10 Gi: dünne Blaukalke und Schiefer (seitlich [S] setzt hier Knauerkalk ein)
- 90 dickere Blau- und Splitterkalkbänke mit Stylolithen.

## 63. Sontheim S, 2. Steinbruch, ca. 400 m weiter südlich.

- 200 + Löß und Lehm
- ca. 50 alte Neckarschotter mit Buntsandstein

U.L.:
- 40 Dolomit (U.D.)
- 90 Schieferton und Zellendolomit (D.M.)
- 20 Blaubank (Bl.), blauer Kalk, zum Teil Lumachelle, scharf begrenzte Bonebedlagen, gelb verwitternd
- 10 dolomitische Mergel
- 45 graue Schiefertone (V.)
- 3 auskeilendes Bonebed mit Glaukonitspuren
- 35—40 dolomitische Schiefer, unten grau

3—3,1 m Gl.K.:
- 25—40 Glaukonitkalkbank, kristallin, hervortretend
- 45 oben gelbe, unten graue Schiefer
- 30 Gekrösekalk
- 90—100 Splitterkalk
- 5—10 Blaukalk und Schiefer; Schichtfläche stark wechselnd
- 100 Splitterkalk — Kornstein, unten 40 bankig

1,65—1,7 m B.T.:
- 25 schwach wellige Blaukalkbänke und Schiefer
- 25 Splitterkalk
- 10—5 Schiefer
- 90—100 blaue Kalke, unten 20 Splitterkalk
- 20—0 Blaukalke und Schiefer mit Septarien

T.Sch.:
- 15—30 O.T.: kristalline Terebratelbank, Oolith, unten übergehend in
- 40—25 O.T.: Knauerkalk und Schiefer mit Terebrateln, *Pecten laevigatus*
- 45 härtere Kalkbänke
- 10 Schiefer und Blaukalk oder Knauerkalk
- 75 + Splitterkalk

## 64. Profil Rauher Stich (Fränkische Grenzschichten nördlich des Bahnüberganges, alles übrige am Bahnübergang).

3,6 m Fr.Gr.:
- 10—20 Glaukonitkalk
- 40 gelbe Mergel
- 110 wellige und Splitterkalke
- 15 gelbe Mergel
- 80—85 Quader
- 100 Splitter-, kristalliner Kalk mit Muscheln, Stylolithen, weiße Einschlüsse, unten 5 homogener Graukalk oder gelber Mergel

4,3—4,5 m T.Sch.:
- 20 O.T.: reiche Terebratellumachelle
- 45 O.T.: verbackener Knauerkalk mit Terebrateln } voll von kleinen Oolithen
- 60—65 Splitterkalk mit Terebrateln } voll von kleinen Oolithen
- 40 Knauerkalk mit Terebrateln
- 10—15 Schiefer
- 35 Muschelbank
- 10 Mergelschiefer
- 85—90 Splitterkalk, *Gervillia*
- 5 Mergel
- 85 blauer Kalk, Terebrateln, unten gelb verwitternd
- 50 gelbe Mergel, unten schiefrig

0,7 m H.T.: reich, plattig, oben mit Schiefer (25), *Ceratites dorsoplanus*

4,3 m O.G.:
- 40 Mi: gelbe Mergel und Kalkplatten
- 45 Splitterkalk
- 5 Mergel
- 150 wulstige Blaukalkbänke, wenig Mergelschiefer
- 40 Mii: gelbe Mergel mit Blaukalkplatten
- 50 Wulstkalk
- 5—10 schwarze Schiefer
- 75 Wulstkalk, zum Teil mit Schiefer, unten plattig, Muschelbank
- 30 Miii: gelbe Mergel und schwarze Schiefer

5,7 m U.G.:
- 310 K.T., u. zwar 190—200 Wulstkalke, zum Teil löcherig, Hebräer, *Gervillia*, oben Muschelbank, kleine Terebrateln
  - 5 Mergel
  - 100—110 Hebräer und Wulstkalke
- 250—260 T.H., u. zwar 75 schwarze Schiefer, oben gelbe Lage, unten mit senkrecht klüftenden Kalkplatten
  - 40 Splitterkalk oder Wulstkalk, wellig, wechselnd
  - 35—40 schwarze Schiefer, weiß ausblühend
  - 80 Kalk, oben muschelreich, Pyritwürfel, unten blau
  - 25 schwarze Schiefer
- 300 Kalkplatten und Wulstkalke = obere *Nodosus*-Platten

## 65. Profil Talheim N.

U.L.: Dolomitplatten
ca. 150 graue Schiefertone, mitten gelb
80 gelbe dolomitische Mergel und Zellendolomit
60 graue Schiefertone
60 plattige Dolomite (U.D.)
70 grauschwarze Schiefertone (D.M.)
15 Dolomitbank
10 Schieferton
25 Blaubank, braun verwittert, Bonebed (Bl.)
10 Schieferton
10 Dolomitbank, unregelmäßige Schichtflächen
45 schwarze Schiefertone (V.)
5 festerer Schieferton mit Bonebed und mittleres Crailsheimer Bonebed
30 Schiefer und dolomitischer Mergelkalk, schwarz, gelb verwitternd (V.)

---

2,9 m Fr.Gr.:
120—140 Glaukonitkalk mit Fluidalstruktur und Schmitzen von Flammendolomit, mitten schwach wellige Blaukalke, dann Splitterkalk, unten 10 Mergel (auskeilend)
125—130 rötliche Kornsteine, poröse Muschelquader, Stylolithen, unten Splitterkalk
35 Blaukalkplatten und Mergel

5,3—5,5 m T.Sch.:
25 O.T.: muschelreiche Bank, Terebrateln herauswitternd
55 O.T.: Oolithbank
130 Kalk, unten verbackener Knauerkalk
55 Knauerkalk und Wulstkalk, unten kristallin
10 gelber Mergel
90—100 Quader, harte, etwas dolomitische Kalke
50 Kalk mit Terebrateln
15 dolomitischer Mergelkalk
45 Dolomit mit verkieselten Terebrateln
65 gelbbraune Dolomitmergelplatten, Terebrateln (K.)
10 Schiefer (K.)

0,5 m H.T.: reich, blättrig, kalkig

4,5 m O.G.:
40 MI: gelbe Mergel und Kalkplatten
100 Blau- und Splitterkalk
200 Blau- und Wulstkalke, Kalkplatten (MII)
80 Blaukalk
30 MIII: gelbe Mergel

5,5 m U.G.:
300 K.T.
250—260 T.H.

## 66. Profil Talheim—Schozach.

7,1(—7,4) m Fr.Gr. + T.Sch.:
90 Muschelbänke und Gekrösekalk
110 Muschelquader
45 dünne kristalline Bänke
120 harte, blaue, kristalline Quader, Stylolithen
60 Knauerkalk
30 Knauerkalk fest verbacken, Splitterkalk
50 harte, kristalline, dolomitische Kalkbänke.
10 gelbe Mergel und Kalk (GII?)
130 Quader, unten Dolomit, gelb verwitternd
45 gelbe Mergel und Muschelbänke
30 K.: gelbe Mergel und schwarze Schiefer

0,7 m H.T.: sehr hart, dolomitisch, plattig verwitternd

4,5 m O.G.:
40 MI: Mergel und dünne Kalkplatten
60 dünne Kalkplatten, vereinzelt Terebrateln
20 Splitterkalk
80 Kalkbänke
75 MII: dünne Kalkplatten und Dolomit
130 Kalk
40 MIII: gelbe Mergel

5 m U.G.:
280 K.T.: Blaukalke, besonders oben kleine Terebrateln
210—220 T.H., u. zwar 50 (60) schwarze Schiefer, oben gelb
50 Kalk
40 (30) Schieferton
50 (60) Kalk
20 (15) Schieferton
400 Quader und Blaukalke = obere *Nodosus*-Platten.

## 67. Profil Ilsfeld N.

ca. 6,7 m Fr.Gr. + T.Sch. (Grenze unzugänglich):
ca. 200 + Kalk
50—60 Kalk
40 Knauerkalk, zum Teil dolomitisch
60 dolomitischer Kalk
65 Kalk
35 löcherig-drusiger Dolomit
75 Dolomitquader, „Wilder“
30 dolomitischer Mergelkalk
55 K.: Kiesbank, oben gelbe Mergel, unten schwarze Schiefer mit Bonebed

1,7 m H. T.:
20 drusige Dolomitbank, Terebrateln
150 H.T.: Dolomit, bei 70—150 besonders viele Terebrateln herauswitternd

5,4 m O.G.:
95 „Roter“, sehr harter, kristalliner, muschelreicher Kalk, oben dolomitisch, unten blau
10 gelbe Mergel
160 Kalk und Dolomit (D.)
75 MII: gelber Dolomit, Schwarzkalk

60 Blaugelber Kalk, knauerig verbacken, unten reiche Muschelbank, *Gervillia*, Schnecken
135 Mɪɪɪ: dünnbankige Kalkplatten, unten gelbe dolomitische Mergelschiefer

4,7 m U.G.:
250 K.T., u. zwar 50 Hebräer, „Fucoiden"; *Ceratites nodosus, Gervillia*, kleine Terebrateln
200 blaue Wulstkalke mit *Ceratites intermedius*
225 T.H., u. zwar 60 schwarze Schiefer mit wenig Blaukalkplatten, oben gelb
60 Hebräer, *Gervillia*
20 gelbe Mergelschiefer
70 Hebräer, *Gervillia*
15 gelbe Mergel

Obere *Nodosus*- Platten:
400 blaue Wulst- und Splitterkalke.

## 68. Profil Kleinbottwar S (Straße nach Steinheim a. d. M.).

U.L.: Sandstein
5—600 Schiefer und braune Dolomite
45—50 grauer dolomitischer Kalk, Bonebed = Blaubank
50 graue Mergelschiefer (V.)

---

0,6 m Fr.Gr.:
15 Bonebedlagen in grauem Mergeldolomit, wellig; gelb verwitternd
25—30 grauer Kalk und kristalline Muschelbank
15 grauer Kalk

3,5 m T.Sch.:
15 O.T.?: knaueriger Kalk
30 Sphärocodienkalk, schöne Sphärocodien, muschelreich, grau
70 grauer Kalk
5 Mergel, Bonebedreste (Gɪ?)
30 dolomitischer Kalk
55 graue, harte dolomitische Kalke, Drusen, Terebrateln, *Lima*
65 gelbe Dolomite
15 dolomitische Mergel und Kalk } Gɪɪ
35—40 grauer Kalk, arm an Terebrateln
30 K.: gelber Mergeldolomit
0,2 H.T. (?): grau, gelb verwitternd, glänzende Brachiopodenreste

7 m O.G.:
130—140 grauer Kalk, Muschelquader, *Gervillia, Trigonodus*; unten dolomitisch
110 Dolomit und dolomitischer Kalk, frisch grau, gelb verwitternd, senkrecht klüftend (D.)
50 „Flammendolomit" = gelbgrauer dolomitischer Kalk, gelb verwitternd
5 gelbe Mergel
170 Muschelquader, bei 70—80 gelbe Mergeldolomitschmitzen
60—70 blauer Splitterkalk
65 Kalkplatten
110 Mɪɪɪ: dünne Blaukalkplatten und Mergel, unten 10 Schieferton

U.G.:
160 K.T.: blauer Brockelfels, Stylolithen; oben reich an kleinen Terebrateln
x T.H.: 25—30 Schieferton
30 + Splitterkalk

## 69. Profil Wolfsölden—Steinächle (kombiniert).

U.L.: Blaubank mit Bonebed
ca. 80 Mergelschiefer (V.)

---

2,8 m T.Sch.:
60 { Bonebed, mit dem Untergrund verzahnt
{ Sphärocodienkalk, sehr schöne, dicht gedrängte Sphärocodien, Pseudo-Oolith
40 grauer Splitterkalk
180 gelber Dolomit in 3 Bänken, oben lockere Lage

0,55 m H.T.: gelber Dolomit mit Schalenresten; Terebrateln?, oben und unten etwas Mergel

6 m O.G.:
40 gelber Dolomit, unten gelbgrauer dolomitischer Splitterkalk, Bonebed (Mɪ)
35 feinkörniger Splitterkalk, gelbbraune Einschlüsse, Stylolithen, Oolith, *Trigonodus Sandbergeri, Myophoria Goldfussi*
140 gelber Dolomit, dolomitische Platten und Mergel (D. typisch, wichtig für Kombination von Profilen)
200 Muschelquader, Kornstein, mitten einzelne Sphärocodien, unten mehr kleine Formen, Oolith
90 Splitterkalkbänke (Sohle des Steinbruchs bei Wolfsölden)
100 Mɪɪɪ: Splitterkalkplatten mit weißen Einschlüssen und dünnen Mergellagen

U.G. und *Nodosus*-Platten:
90 K.T.: blauer Kalk, zum Teil knauerig, wenig Terebrateln; Austern, Gervillien, bei Leutenbach mit *Myophoria Goldfussi, Lima*, Schnecken, Knochen
25 Knauerkalk und Mergel
70 Splitterkalk
70 rein blauer Splitterkalk
10 Mergel und Kalk
100 Muschelbänke, Kornstein, mitten Oolith und Sphärocodien; unten weiße Einschlüsse
5—10 gelber Mergel
60 sehr reiche Muschelbank, Schnecken
80 Muschelbänke, Kalkplatten und gelber Mergel, rasch wechselnd, oben Oolith
100 Kalkbänke
30 Mergel und Kalkplatten

90 Muschelquader mit Sphärocodien
85 Kalkbänke, unten viel Mergel
75 reiche Muschelbank, unten Splitterkalk
80 Blaukalkplatten, oben viel Mergel

## 70 Profil Weiler zum Stein—Leutenbach.

U.L.:
80 gelbe dolomitische Mergel
60 gelbe Dolomite, senkrecht klüftend (U.D.)
25 gelbe Mergel (D.M.)
30 Blaubank typisch: fluidal, Lumachelle, reiner Blaukalk, Septarien, mitten Bonebed, *Myophoria Goldfussi, Pseudocorbula*
60 graue Mergelschiefer, unter der Mitte plattig, Bonebed (V.)

2,8 m T.Sch.:
1—5 sandiges Bonebed, rasch wechselnd
40 blaue Muschelbank, weiße Einschlüsse, *Trigonodus*, Myophorien, *Gervillia*, bei Leutenbach Sphärocodien
50 harter Splitterkalk, unten dolomitisch
10 gelbe Mergel, Bonebedreste
30 gelber Dolomit, frisch gelbgrau, unten Mergel
} bei Leutenbach 115 cm
150 massiger gelber Dolomit, mitten lockerer
0,6 m H.T.: oben Dolomit, unten gelbgrauer dolomitischer Kalk, Terebrateln herauswitternd, *Acrodus*, Knochen

O.G.:
55 dolomitischer Splitterkalk
60 Splitterkalk

## 71. Profil Erbstetten—Burgstall.

U.L.: Sandsteinbrocken
80 graue Mergelschiefer
60 gelbbraune dolomitische Mergelplatten
40 schwarzer Schieferton
35 Dolomit und dolomitischer Mergel (U.D. u. D.M.)
20 Blaubank, wellig
70 graue Mergel, unter der Mitte plattig (V.)

2,7—3 m T.Sch.:
5 sandiges Bonebed, Aufarbeitung des Untergrundes; *Acrodus*, Schuppen, Terebrateln?
50 Splitterkalk, unten Bonebed
30 Splitterkalk, Terebrateln
25 Kornstein mit Sphärocodien (untere Grenze der Sphärocodien)
130 gelber Dolomit, unten Terebrateln, *Gervillia, Myophoria Goldfussi* } bei Burgstall 160 Dolomit
40 dolomitischer Splitterkalk, Bonebed
25 gelber Steinmergel

0,55 m H.T.: Dolomit, unten dolomitischer Kalk, Terebrateln herauswitternd und auf den Bruchflächen

6,1 m O.G.:
70 gelber Dolomit
40 reiche Muschelbank, porös, *Myophoria Goldfussi, Gervillia*, Oolith. Unten Stylolithen
120 Dolomit und gelbe dolomitische Mergel (D.)
230 Muschelquader — Kornsteine, mitten Sphärocodien
30 Splitterkalk
120 Mm: Plattenkalke und gelbe Mergel

U.G. etc.:
105 K.T.: blauer Brockelfels; viele kleine Terebrateln, *Gervillia*
220 Wulstkalke
30 Mergel. Bei Burgstall noch ca. 10 m erschlossen

## 72. Profil Unterschöntal—Groß-Aspach.

U.L.: Schiefertone

3,4 m T.Sch.:
5 Bonebed, Glaukonit, Aufarbeitung des Untergrundes, verzahnt mit
55 O.T.?: graublaue knauerige Kalke mit gelbem Mergel, fossilarm
30 Sphärocödienkalk, oben reich, unten Splitterkalk
5 lockere knauerige Schichten
60 Splitterkalk, Pseudo-Oolith, Sphärocodien, bei Zwingelhausen mit Bonebed und *Terquemia* senkrecht im Gestein
110 lockere gelbe dolomitische Schichten, mergelig, senkrecht klüftend
10 blättriger Kalk, Echinodermenreste
50 gelbgrauer dolomitischer Kalk, vereinzelt Terebrateln, seitlich gelber Dolomit
20 gelbe Dolomite, locker verwitternd (K.)
0,4 m H.T.: harter Dolomit, viele Terebratelquerschnitte und seideglänzende Schalen

7,3—7,5 m O.G.:
170 { 45 dolomitischer, fossilarmer Kalk
20 Muschelbank, Oolith, Stylolithen, Myophorien
55 feinkörniger dolomitischer Kalk, Myophorien
50 gelbgrauer kalkiger Dolomit, gelb verwitternd, senkrecht klüftend
5 gelbe Mergel

160 { 60—70 Kornstein, gelbgrau-rötlich, auskeilende gelbe Mergellagen, oolithisch, Myophorien, Gervillien
35 (55) Kornstein, *Myophoria vulgaris*, viele *M. Goldfussi; Trigonodus Sandbergeri*, Schnecken, Gervillien
55 (40) Splitterkalk, weiße Einschlüsse
5—10 Mergel und Kalk
55 gelbgrauer dolomitischer Kalk — Dolomit
70 sehr harter Splitterkalk, weiße Einschlüsse, *Gervillia, Pseudomonotis*
50—60 gelbgrauer Splitterkalk

——————— Höhe des Weges
90—110 grauer Splitterkalk
50 Blaukalkplatten
40 Blaukalkplatten mit gelbem Schiefer
30 gelber Mergelschiefer und Kalkplatten

U.G.:
110 K.T.: knauerige blaue Kalke, kleine Terebrateln, Zinkblende
5 Mergel
50 blaue Kalke, *Gervillia*
——————— Bachbett

## 73. Profil Backnang, kombiniert: O.G.: Straße nach Schöntal, U.G. etc.: Straße nach Oppenweiler.

ca. 2,5 m T.Sch. u. H.T.: erschlossen, gelber Dolomit, wenig Kalk, } stark zersetzt
H.T.: Dolomit

7,2 m O.G.:
20 gelber Dolomit
15 blättriger Kalk und gelber Mergel
70 dicke massige Kalkbänke
60 kristalliner — Splitterkalk
25 Splitterkalk
20 Dolomit
25 fester gelber dolomitischer Mergelkalk
25 feinkörnige dolomitische Kalke
25 Splitterkalk
55 Splitterkalk, zum Teil wulstig, viele weiße Einschlüsse
25 knauerige Schichten, oben Mergellage
30 gelbe Mergeldolomite
70 muschelreiche Kalkbänke, oben blättrig
30—35 muschelreicher Kornstein, weiße Einschlüsse
80 Muschelbänke, Stylolithen

130—150 { 20 Blaukalk und Mergel
45—50 dicke Kalkbänke
15 Kalkplatten und Mergel
55 Blaukalkplatten und Mergel, unten wulstig
10 gelber Mergel

3,6 m U.G.:

165 { 105 K.T.: blaue wulstige und Splitterkalke, Fucoiden, außerordentlich reich an kleinen Terebrateln, besonders wo den Atmosphärilien ausgesetzt (Backnang NO), *Lima*
5 Mergellage
50—60 blaue knauerige Kalke, Sphärocodien

170—190 T.H. { 20 gelbe Mergel und Kalk, letzterer bald herrschend
70 Blaukalk
30—40 graue Mergel, gelb verwitternd (leitend!)
65 Splitterkalk
5 gelbe Mergel

Obere *Nodosus*-Platten:
210 Blau- und Splitterkalk, unruhige Schichtung, Aufwühlung des Untergrundes
100+ muschelreiche Kornsteine, oolithisch

## 74. Profil Ellenweiler.

U.L.:
ca. 500 Schiefertone mit Sandsteinbänken, diese im Osten mehr hervortretend
ca. 400 Sandsteinplatten mit Glaukonit und Pflanzenresten
ca. 150 Schiefer und dolomitische Mergel bzw. Zellendolomit
20 gelber Dolomit
20 Mergelschiefer
60 dolomitischer Kalk, zum Teil senkrecht klüftend, übergehend in } U.D.
50 dolomitische Steinmergel (D.M.)
15 Blaubank, graue Kalkbank, gelbbraun verwitternd, Stylolithen, Pyritwürfel
70 Vitriolschiefer, u. zwar 40 Mergelschiefer
20 Mergelplatten
10 Mergelschiefer

---

ca. 3,8—3,9 m T.Sch.:
1—5 Bonebed, Glaukonit; mit Kalk verzahnt, Aufwühlung des Untergrundes
45 O.T.: Blaukalk, knauerig verwitternd, besonders unten Terebrateln

55—60 Sphärocodienkalk, besonders oben reich, Pseudo-Oolith, Kornstein
1 Bonebedlage, dünn
70 Kalke mit Stylolithen, oben Sphärocodien?, unten hart, dolomitisch
5 Bonebed und gelber Mergel (vergleiche Ottendorf-Kleinaltdorf)
50 Küstenkalk mit vielen schwarzen Einschlüssen
120 massiger gelber Dolomit, an den „Sodastein" erinnernd, liegende Stylolithen
35 gelbe Mergeldolomite (K.)

1—1,1 m H.T.?: maste dolomitische Kalke, fossilarm, Region der H.T.?

x O.G.:
65 MI: dolomitische Mergelkalkplatten
30 3 Splitterkalkbänke, oben schiefrig
200+ Kornstein (feinkörnig) und Muschelbänke; oben 30 muschelreich, Austernriffstruktur, große Oolithe

## 75. Profil Zell S.

4 m T.Sch.:
5 Bonebed mit Glaukonit und glaukonitischem Kalk
55—60 blaue wulstige fossilarme Kalke
50—55 Splitterkalk mit Muscheln, Sphärocodien herauswitternd
70 Splitterkalkbänke
5 gelber Mergel
45—50 graugelber, blättriger, dolomitischer Kalk, muschelreich, unten gelber Dolomit
70 massiger gelber Dolomit, kantig klüftend, eine Hohlkehle bildend
5 gelbe Mergel
70 Muschelbank, Kornstein
20 gelber Dolomit

0,4 m H.T.: Dolomit, blättrig hart, Terebrateln herauswitternd, Schnecken, *Lima*. (Struktur wie bei Klein-Sachsenheim.)

5,2 m+ O.G.:
40—50 2 graue feinkörnige Kalkbänke, *Myophoria Goldfussi*, entwurzelte Stylolithen
5—10 blättriger Kalk
20 gelbe dolomitische Steinmergel, senkrecht klüftend
15—20 gelbe Mergelbank zwischen gelben Mergel, schiefern
20 Muschelbank, oben gelb, unten porös
5—10 gelbe Mergel
25—30 feiner Kornstein, oolithisch (?)
30 Muschelbank, Myophorien, Gervillien
15 harter Kalk
3 gelbe Mergel
75 glatter Kalk
3 gelbe Mergel
130 Kalk, zum Teil Küstenkalk, Gervillien
35 plattiger Mergelkalk, oben gelb (MII?)
45 knauerige Kalke
40+ Kornstein

## 76. Profil Steinbach W.

ca. 4,1 m(+? T.Sch. + T.T.:
65(+?) blaue fossilarme Kalke
30 harter muschelreicher Kalk, Sphärocodien, *Myophoria Goldfussi*
75 harte Kalke, unten sehr muschelreich und gelbblau
90 gelbe dolomitische Platten, mergelig
dünne Schieferlage

60 dolomitisch verwitterte Schichten mit Terebrateln, *Gervillia, Lima*
85 dolomitischer Kalk — Dolomit, unten H.T., ziemlich reich

x O.G.:
20 graue Muschelbank, Stylolithen
70 dolomitischer Mergelkalk
x Kalkquader

## 77. Profil Unter-Weißach NW.

U.L.: Blaubank verstürzt
60 Mergelschiefer = V.

---

2 m T.Sch.:
10 sandiges Bonebed mit Kalk verzahnt, Aufarbeitung
100 Splitterkalk mit Einschlüssen, unten dolomitisch
15 blättrige feste Terebratelbreccie
75 gelber mergeliger Dolomit, unten knauerig

0,75 m H.T.: gelber Dolomit; seideglänzende Terebratelschalen auf der Bruchfläche, auch herauswitternde Terebrateln

7,4 m O.G.:
100 gelber Dolomit, oben mergelig, unten kalkig
(60—)100 poröser Kornstein, Muschelquader, rasch in der Dicke wechselnd. Schrägschichtung; oben Oolith, Einschlüsse
20 Splitterkalk
80 gelbe Mergeldolomitplatten
40(—80) Splitterkalk — Kornstein } (D.)
90 gelbe einheitliche Dolomite
160 Muschelquader, oben Einschlüsse
150 Kalkplatten und Splitterkalk mit wenig Mergel = MIII

U.G.:
105 K.T.: knauerig, blau; kleine Terebrateln
100 rein blauer Kalk.

| Profil | Fr.Gr. | Sphär.-Kalk | T.Sch. | S.Sch. | H.T. | O.G. | Tiefe von K.T. | Tiefe von T.H. | S.Sch. + G. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Gochsheim | 360 | — | 600 | 960 | 140 | 460 + | 1560 + | — | — |
| Bretten | 260 | 300—470 | ca. 580? | 840? | — | — | — | — | — |
| Kleinvillars | 185 | 210—310 | — | — | — | — | — | — | — |
| Illingen—Vaihingen | 150 | 190—240 | ca. 360 | ca. 510 | 80 | 700—750 | 1290 | 1500 | 1650 |
| Kleinsachsenheim | 90 | 150—220 | 530 | 620 | 65 | 690 | 1370 | 1630 | 1780 |
| Metterzimmern | — | 35—175 | — | 460 | 65 | 680 | 1200 | — | — |
| Lauffen—Hausen | 380 | — | 380 | 760 | 70 | 550 | 1370 | 1690 | ca. 1930 |
| Meimsheim | 340 | — | 380 | 720 | 80 | 560 | 1360 | 1670 | ca. 1910 |
| Bönnigheim O | 175 | — | 420 | 600 | 70 | 660 | 1330 | 1610 | 1830 |
| Hofen | — | — | — | 550 + | 70 | 650 | 1270 | — | — |
| Walheim | 120 | 145—175 | 380 | 500 | 70 | 620 | 1190 | 1400 | 1600 |
| Beihingen | — | — | — | ca. 350 | 55 | ca. 680 + | ca. 1100 | — | — |
| Zuffenhausen | — | 0—20 | — | — | — | — | — | — | — |
| Neckarwestheim NW | 370 | — | 430 | 800 | 80—100 | 520 | 1400 | — | — |
| „ S | — | — | — | — | 60 | 570 | — | — | — |
| Felsengärten | — | — | — | (500) | 60 | 710 | 1270 | 1490 | ca. 1610 |
| Mundelsheim | 60 | 110—140 | 410 | 470 | 60 | 690 | 1220 | 1400 | 1510 |
| Marbach | — | 80—130 | — | ca. 340 | ca. 40 | 700 | 1080 | 1260 | ca. 1430 |
| Sontheim SI | 520 | — | 240 + | — | — | — | — | — | — |
| „ SII | 470 | — | 200 + | — | — | — | — | — | — |
| „ SIII | 430 | — | 300 + | — | — | — | — | — | — |
| „ SIV | 420 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Rauher Stich N | 360 | — | 450 | 810 | 70 | 430 | 1310 | 1610 | — |
| Bahnübergang | (360) | — | 430 | 790 | 70 | 430 | 1290 | 1600 | 1860 |
| Rauher Stich S | 290 | — | 540 | 830 | 50 | 450 | 1330 | 1630 | 1880 |
| Talheim | 280 | — | 380 + | — | — | — | — | — | — |
| „ S | — | — | — | 740 | 70 | 450 | 1260 | 1540 | 1760 |
| Schozach N | — | — | — | 710 | 70 | 450 | 1230 | 1510 | 1720 |
| Ilsfeld N | — | — | — | ca. 670 | 170 | 540 | 1380 | 1630 | 1850 |
| Kleinbottwar | 60? | 75—105 | 350 | 410 | 20(+?) | 700 | 1130 | 1290 | — |
| Wolfsölden | — | 0—60 | 280 | 280 | 55 | 600 | 940 | — | — |
| Erbstetten | — | — | 300 | 300 | 55 | 620 | 970 | — | — |
| Zwingelhausen | — | 95—160 | — | 330 | 30 | 790 | 1150 | — | 1540(?) |
| Unter-Schöntal | — | 60—155 | — | 340 | 40 | 740 | 1120 | 1290 | — |
| Backnang | — | — | — | (340) | — | 720 | 1100 | 1260 | 1440 |
| Ellenweiler | — | 50—110 | — | — | — | — | — | — | — |
| Zell | — | 60—110 | — | 400 | 40 | 520 + | — | — | — |
| Steinbach | — | 65—95 | — | 330 | 80 | — | — | — | — |
| U.-Weißach | — | — | 200 | 200 | 75 | 740 | 1020 | ca. 1220 | — |

## B. Kalkfacies.

(150 Profile; hiezu siehe Profil 78—124 u. Taf. V—VII [XXIV—XXVI].)

Die Kalkfacies im Kocher-, Jagst- und Taubertal bildet landschaftlich und geologisch ein viel schöneres Untersuchungsgebiet als das einförmige Gebiet des *Trigonodus*-Dolomits, um so mehr, da es hier etwas weniger schwierig ist, die Leithorizonte festzuhalten. Die erste wertvolle Beschreibung verdanken wir QUENSTEDT (Blatt Hall). Er legte die Muschelkalkgrenze richtig in das Bonebed auf dem Kornstein und hob die Konstanz der Blaubank hervor, während er einer Gliederung des oberen

Hauptmuschelkalks etwas skeptisch gegenüberstand. Von den Ceratiten als Leitfossilien hielt er nicht sehr viel: „*Ammonites semipartitus* mit hoher Mündung und schmalem zweikantigem Rücken kommt in Franken oben häufig vor, wo der echte *nodosus* nicht zu liegen pflegt. Doch glaube ich, daß man diesen Leitmuscheln kaum eine feste Schicht anweisen kann“ (Epochen der Natur. pag. 488). Auch in den Begleitworten zu Blatt Ellwangen zogen H. Bach und O. Fraas die Grenze richtig (Oelmühle bei Crailsheim und Bühlertal). Den Sphärocodienkalk finden wir im Profil von Eschenau als „Kornstein, pisolithisch“. Leider sind die Profile rein petrographisch und daher von beschränktem Wert. Der Umschwung trat ein, als Bergrat Baur die geologischen Verhältnisse von Crailsheim in der Oberamtsbeschreibung darstellte. Die Schieferhorizonte von Bairdienton und Vitriolschiefer schienen ihm ident, um so mehr, da er die weite Ausdehnung der Bairdientone festgestellt hatte (Oberamtsbeschreibung von Neckarsulm und Künzelsau) und diese gerade im Oberamt Gerabronn, von dem eine alte Beschreibung vorhanden war, auskeilen bzw. in Kalk übergehen. Im Oberamt Crailsheim selbst sind sie nicht mehr vorhanden, und so ist der Irrtum von Baur verständlich. Dazu fand er unter den Vitriolschiefern eine Terebratelbank und über ihnen *Myophoria Goldfussi*, genau wie am unteren Kocher. Schon in der Oberamtsbeschreibung von Künzelsau zeigt sich der Irrtum in seiner Angabe über die Bonebedlagen von Hergershof, während seine übrigen Beobachtungen sich stets als richtig erwiesen. E. Fraas gibt in der Abhandlung über „Die Labyrinthodonten der schwäbischen Trias“ pag. 14 ein Profil von Crailsheim, in dem er „Vitriolschiefer“ und „Grenzdolomit“ in den Muschelkalk stellt. In den Bonebedschichten der Vitriolschiefer sieht er das Muschelkalkbonebed Quenstedts, im „Grenzdolomit“ den *Trigonodus*-Dolomit. In den Begleitworten zu Blatt Kirchberg vergleicht er wie Baur Vitriolschiefer und Bairdienton, „*Trigonodus*-Dolomit“ und Glaukonitkalk. Nun sind aber der Glaukonitkalk der Kochendorfer Facies und der „Crailsheimer *Trigonodus*-Dolomit“ petrographisch vollständig verschieden. Die Glaukonitführung bei Crailsheim ist nur lokal. Mächtigkeit und Ausbildung dieses „*Trigonodus*-Dolomits“ wechseln beständig. Dazu wurde im Vitriolschiefer und darüber noch nie ein Ceratit gefunden. Schon aus diesen Gründen ist ein direkter Vergleich von Künzelsau und Crailsheim unzulässig, zum mindesten bedenklich. Noch bedenklicher aber ist das Auskeilen der Vitriolschiefer von Crailsheim bis Sattelweiler (Begleitworte zu Kirchberg. pag. 18. 19). Auf wenige Kilometer soll eine Schichtenserie von $2^1/_2$ m auf ca. 20 cm zusammenschrumpfen. Ein Vergleich der wirklichen Profile zeigt sofort den Irrtum. (Die senkrechten Striche zeigen die Schichtenvergleichung von E. Fraas, die wagrechten die meinige.)

| Sattelweiler | Crailsheim |
|---|---|
| | ca. 400 cm schwarze und gelbbraune Schiefertone. |
| | 30 cm gelber dolomitischer Mergel mit Pyrit, unten schieferig |
| 50—60 cm graue harte dolomitische Kalkbänke, braun verwitternd, unten bröcklig, *Myoph. Goldfussi* | 25—30 cm harter dolomitischer Kalk, Bonebed, wenig Glaukonit |
| | 25 cm gelber dolomitischer Mergel |
| 40 cm gelbe plattige dolomitische Mergelkalke | 50 cm harter dolomitischer Kalk |
| 60 cm dolomitischer Mergel | 50 cm graue dolomitische Mergel, gelb verwitternd |

| Sattelweiler | Crailsheim |
|---|---|
| 50 cm „Blaubank“ { 15 Porenbank und Blaukalk; 10 Blaukalk; 25 braunes Bonebed zwischen Blaukalk | 40 cm „Blaubank“ { 5—10 Porenbank; 30 Blaukalk mit schwarzem Bonebed |
| 100 cm „Vitriolschiefer“ = schwarze Schiefertone, mitten Bonebed | 90—100 cm „Vitriolschiefer“ = schwarzer Schieferton, mitten „mittleres Crailsheimer Bonebed“ |
| | Grenze |
| 20 cm Bonebedbank, reich an Glaukonit<br>5—10 cm homogener blauer Kalk<br>5 cm Bonebed, mit der Terebratelbank verzahnt | 5 cm unteres Bonebed mit Glaukonit |
| 30—35 cm Pelz = Knauerkalk mit Gervillien, Terebrateln, *Terquemia*, *Pecten*. | 30—50 cm Pelz, nach Hofrat Blezinger mit Terebrateln, *Pecten laev.* |

Trotz der auffallenden Uebereinstimmung beider Profile bringt E. Fraas einen erzwungenen Vergleich. Die Vitriolschiefer von Crailsheim sollen bei Sattelweiler durch 5 cm Bonebed vertreten sein, Blaubank und dolomitische Kalke dagegen durch 25—30 cm Bonebedbank und Blaukalk. So kommt die Muschelkalkgrenze bei Crailsheim 2,5—3 m zu hoch zu liegen, und an Stelle der tatsächlichen einfachen, normalen Ausbildung beschreibt E. Fraas komplizierte Schichtenlagerungen, deren Unhaltbarkeit die Zwischenprofile ohne weiteres ergeben. Daß der Vergleich Vitriolschiefer—Bairdienton irrig ist, ergibt ein Blick auf meine Längsprofile. Denn bei Leofels, Nesselbach (Sandelsbronn), Kupferzell u. a. O. sind Blaubank und Vitriolschiefer durch den Glaukonitkalk vom Bairdienton getrennt, können also unmöglich diesem entsprechen. Dazu gehen die Bairdientone in Kalk über und keilen aus, während Vitriolschiefer und Blaubank glatt durchlaufen. Zeller und Engel nahmen die Angaben von Fraas als bewiesen an. Auch sonst regte sich kein Widerspruch[1]); denn die kritischen beweisenden Profile lagen nicht an Eisenbahnen oder galten nicht als fossilreich. Die Aufschlüsse von Crailsheim und Sattelweiler jedoch wurden von vielen Geologen abgesucht, aber ihr Interesse galt mehr den Fossilien als den Schichten. Auch das Bild, das uns Regelmann und nach ihm E. Fraas und Engel vom Taubergebiet entwerfen, ist ein irreführendes. „Weiterhin gegen Norden im Gebiet der Tauber schwellen die *Trigonodus*-**Dolomite** wieder zu größerer Mächtigkeit an, bei Blaufelden am Bahneinschnitt beträgt die Mächtigkeit schon 2 m, bei Oberstetten im Vorbachtale 3,05 m, bei Pfitzingen 4 m und schließlich bei Rothenburg 7,34 m. Dabei ist zu beobachten, daß der *Semipartitus*-Horizont (Bälsen) ebenso wie das Bonebed der Vitriolschiefer vollständig verschwindet, wogegen das oberst auf dem Dolomit liegende Grenzbonebed anhält und z. B. bei Rothenburg im Walkmühlensteinbruch außerordentlich reich an Knochenresten ist.“ So E. Fraas in den Begleitworten

1) Die Feststellung, daß Crailsheimer *Trigonodus*-Dolomit und Vitriolschiefer Lettenkohle sind, kurz obige Deutung, erfolgte im Sommer 1910. Die Resultate teilte ich unter anderen Herrn Hofrat Blezinger-Crailsheim mit. Am Ende der Universitätsferien besuchte ich Herrn Stettner-Heilbronn, dem ich meine Ergebnisse und die Lage der beweisenden Profile mitteilte, da er zum Sammeln jene Gegend besuchen wollte und dabei die Richtigkeit meiner Ansicht prüfen konnte. In seinen „Beiträgen zur Kenntnis des Hauptmuschelkalks“ (Jahreshefte d. Vereins für vaterl. Naturkunde in Württemberg. 1911. pag. 260—270 u. 557/8) bringt er einen großen Teil der von mir ihm mitgeteilten Ergebnisse (Profilparallele Sattelweiler—Crailsheim, Vitriolschiefer = Lettenkohle, Pelz = Muschelkalk) und findet es nur nötig hinzuzusetzen: „Inzwischen hat dies auch Georg Wagner im Centralbl. f. Min. etc. 1910. No. 23 nachgewiesen; desgleichen wurde von ihm das untere Crailsheimer Bonebed als Muschelkalkgrenzbonebed festgestellt.“

zu Kirchberg etc. pag. 19. Auch hier liegen die Verhältnisse viel einfacher. Die Vitriolschiefer sind **überall** vorhanden und stimmen noch hinter Rothenburg (Steinsfeld) fast völlig mit denen von Crailsheim überein. Noch sämtliche Bonebedlagen sind erkennbar, dazu der „Crailsheimer *Trigonodus*-Dolomit". Nirgends fehlt das Bonebed der Vitriolschiefer, das Muschelkalkbonebed, das aber mit dem Grenzbonebed von Rothenburg identisch ist. Der *Semipartitus*-Horizont ist überall vorhanden, nur seine oberen Lagen keilen gegen Gammesfeld zu aus. Bei Schmalfelden aber finden wir noch typischen Pelz, reich an Terebrateln und Terquemien. Verwirrend ist die Beschreibung des *Trigonodus*-Dolomits. Denn einen echten *Trigonodus*-Dolomit wie in Schwaben gibt es in Franken nicht, nur lokal kommen Dolomitisierungen vor. Meist läuft unter dem Namen „Dolomit" hier ein Kornstein, der ein reiner Kalk ist. Das Anschwellen nach Norden wurde dadurch erreicht, daß dort eben immer tiefere Schichtenglieder zum *Trigonodus*-Dolomit gezogen wurden. So umfaßt der „*Trigonodus*-Dolomit von Rothenburg" (Walkmühle) die ganzen *Semipartitus*-Schichten einschließlich der Hauptterebratelbank (4,4 m) und noch 3 m *Nodosus*-Kalk. Nicht ganz so tief reicht der „*Trigonodus*-Dolomit von Pfitzingen", den Fraas auf 4 m, Regelmann auf 5,5 m angibt; Glaukonitkalk = 1,15 m und Bairdienton 0,9 m (+ ?) lassen sich sofort erkennen, dazu kommen noch die terebratelreichen Kornsteine. Bei Oberstetten sind es nur 3,05 m, da hier der größte Teil der Terebratelschichten (oder alle) nicht mehr zum „*Trigonodus*-Dolomit" gestellt werden. Bei Blaufelden beschreibt Regelmann zwei verschiedene „Bänke des *Trigonodus Sandbergeri?*". Fraas schildert den Terebratel- bzw. Ostreenkalk von Pfitzingen—Adolzhausen, der durch 1 m schwarze Tone (= Bairdienton) von dem ihn überlagernden „*Trigonodus*-Dolomit" getrennt wird. Dieser ist hier 1,1 m dick und entspricht unserem Glaukonitkalk. Trotzdem gibt er von Pfitzingen, wo das Profil fast dasselbe ist und dieselben Bairdientone auftreten, „4 m *Trigonodus*-Dolomit" an. Wo dieser liegen soll, ist mir rätselhaft. Daß tatsächlich die Verhältnisse viel einfacher liegen, soll später gezeigt werden. Hier sei nur noch darauf hingewiesen, daß E. Fraas obere und Hauptterebratelbank nicht richtig auseinander hält. Der Pelz ist die obere Terebratelbank, die wirkliche Hauptterebratelbank aber liegt normal ca. 2 m unter ihm.

### Die Lettenkohle der Kalkfacies.

Selten ist ein Gebiet zum Studium der Lettenkohle so geeignet wie dieses. Der Abraum der Muschelkalkbrüche zeigt die untere Lettenkohle, oft auch noch den Lettenkohlensandstein. Zwischen Ottendorf und Gaildorf werden im selben Steinbruche Sandstein und Kalk ausgebeutet. Die Sandsteinbrüche hinwiederum erschließen ein gut Stück der oberen Lettenkohle. Ihre Mächtigkeit beträgt 20—25 m. Ein sehr schönes Profil entstand durch den Anprall des Kochers an die Lettenkohle am Schleifrain bei Gaildorf. Es umfaßt etwa 20 m und reicht bis zur Muschelkalkgrenze. Zeller bringt nur den unteren Teil, den er, seiner Auffassung des Crailsheimer Profils entsprechend, irrig dem Muschelkalk zuweist. 10 m über der Muschelkalkgrenze treten sandige kohlige Mergelschiefer auf, der glimmerige Sandstein an ihrer Unterseite keilt zum Teil aus (0—20 cm). Darüber folgt ein glatter grauer Kalk und noch ca. 10 m der oberen Lettenkohle in mergeliger Ausbildung. Diese ist auch am Wege von Uttenhofen (Hall S) nach Ziegelmühle erschlossen, der Sandstein ist hier mergelig. Die Grenze zum Gipskeuper ist auch zwischen Vellberg und Talheim an einem nach Osten abgehenden Feldwege aufgeschlossen. NNO von Vellberg ist an der Mühle von Kleinaltdorf ein Aufschluß in den hier sehr fossilreichen gelben Grenzdolomiten der obersten Lettenkohle (Myophorien, Gervillien). Grüne Mergel folgen dicht darunter und sind für das Kartieren wertvoll. Bei Rieden

führt die obere Lettenkohle grüne und rote Mergel, die sehr an die bunten Mergel der Lettenkohle im Reichsland erinnern. Die Mächtigkeit der mittleren Lettenkohle ist starken Schwankungen unterworfen. Bald sind es mächtige Sandsteinquader (bis 12 m), bald dünne sandige Mergel, die seitlich rasch ineinander übergehen (Rieden). Größere Verbreitung hat vielleicht eine Schicht glaukonitischen Sandsteins, welche den Lettenkohlensandstein bei Rieden nach oben abschließt, aber auch bei Hall vorkommt. Ein Anschwellen des Sandsteins bzw. der sandigen Mergel geht auf Kosten der unteren Lettenkohle. Manchmal läßt sich dies schon in einem Aufschluß zeigen. So treten an einem Steinbruch nördlich von Rothenburg (am Südrande des Steinbachtales) deutlich die alten Erosionsformen heraus, und zwischen Obersontheim und Bühlerthann können wir in einem Aufschluß ein Einschneiden des Sandsteins um 1 m feststellen. Südlich von Rieden am Ausgang nach Dendelbach trennen nur noch 90 cm Mergelschiefer den Sandstein vom Muschelkalk, während in nächster Nähe die Blaubank oder sogar noch die unteren Dolomite der Lettenkohle entwickelt sind. Zwischen Steinbach und Hessental sehen wir den Sandstein mit deutlicher Erosionsdiskordanz auf der dicken Blaubank liegen, während die normale Mächtigkeit der unteren Lettenkohle 10 m beträgt. Die untere Lettenkohle zeigt nur in den untersten 2—3 m größere Regelmäßigkeit; weiter oben herrschen Mergel und Mergelschiefer mit wenig Kalk- und Dolomitbänken in buntem Wechsel. Die untersten Teile jedoch zeigen gerade hier die normale Ausbildung der unteren Lettenkohle, die gegenüber den starken Schwankungen im obersten Hauptmuschelkalk sehr konstant ist. Die unteren Dolomite der Lettenkohle (= Crailsheimer *Trigonodus*-Dolomit von E. Fraas), auch „Wilder" genannt, finden wir bei Rothenburg o. T. und bei Ellenweiler im Murrtal ebensogut wie im Kocher-, Bühler- und Jagsttal. Quenstedt beschreibt diese „dicken Dolomitbänke" mit Alabasterkugeln von Oedendorf (= Ottendorf). (Blatt Hall pag. 19: „so rechte Aufklärung gewannen wir nicht.") Den Namen Dolomit verdienen diese Bänke durchaus nicht überall. Echte Kalkbänke fehlen keineswegs, wenn auch die dolomitischen Kalke überwiegen. Die obere Grenze ist nicht immer scharf und dazu nur selten erschlossen. Glaukonit wurde bei Crailsheim und am Bühlerviadukt gefunden, Bonebedreste finden wir außerdem noch bei Rothenburg und Ottendorf. Am Bühlerviadukt läßt sich Aufarbeitung des Untergrundes nachweisen. *Myophoria Goldfussi* ist ziemlich verbreitet, E. Fraas gibt auch *Trigonodus Sandbergeri* an (Crailsheim). Auch Steinmann führt (Blatt Ehrenstetten) dieses Fossil aus der unteren Lettenkohle an. Die Mächtigkeit schwankt normal zwischen 1 und 1,5 m. Die dolomitischen Mergelschiefer gehen teils in Steinmergel—Mergeldolomite, teils mehr in Schiefertone über. Wichtiger ist die Blaubank, die obere Grenze der Vitriolschiefer, ein vorzüglicher Leithorizont, „auf frischem Bruch scheinbar homogen, aber auf Verwitterungsklüften starren Millionen dünner, kristallinischer Muschelblättchen hervor, wozwischen wie Nadelköpfe kleine *Natica*-artige Schneckchen zerstreut liegen" (Quenstedt). Meist besteht sie aus mehreren dünnen Kalkbänkchen: ganz homogener, grauer, fossilfreier Kalk ist mit einem fast nur aus Muschelschalen (Myophorien, *Pseudocorbula* u. a.) bestehenden eng verbunden. Letzterer führt auch Bonebedreste und Glaukonit (Zellers Glaukonitkalk). Zwischen diesen Bänkchen lagert scharf abgegrenzt ein braun verwitterndes Bonebed, das die Feststellung der Blaubank auch dann noch erlaubt, wenn sie ausnahmsweise mergelig oder dolomitisch ist. Verknetungen sind häufig. Fetzen blauen Kalks liegen oft in Lumachellen (Steinbach—Hessental, Ottendorf). Septarien sind auch nicht selten; zwischen Steinbach und Hessental liegt z. B. eine halb in der Muschelbreccie der Blaubank, halb im Sandstein (vgl. unten Textabb. 29). So ist diese Blaubank so charakteristisch, daß man sie im Handstück leicht wiedererkennt. Dazu ist

ihre Ausbildung über große Strecken so konstant, daß z. B. Handstücke von Kupferzell und vom Schleifrain bei Gaildorf einander zum Verwechseln ähnlich sehen, obwohl zwischen beiden Orten 4 m Fränkische Grenzschichten auskeilen. Ihre Dicke wechselt allerdings ziemlich rasch (0,2—0,8 m). In den Begleitworten zu Blatt Kirchberg ist ihr nicht die gebührende Beachtung geschenkt, sie selbst wird zum „*Trigonodus*-Dolomit" gerechnet und ihr Bonebed als „oberes Bonebed" beschrieben. Im Jagsttal (zwischen Crailsheim—Tiefenbach—Brettenfeld) führt sie auch eine eigenartige „Porenbank"; diese zeigt eine schwammig-löchrige Struktur, wie sie ähnlich durch Bohrschwämme erzeugt wird. Ob sie darauf oder auf Gasblasen zurückzuführen ist, lasse ich unentschieden. Die Vitriolschiefer sind der konstanteste Horizont des ganzen Gebietes. Mag die Mächtigkeit des obersten Hauptmuschelkalks noch so sehr schwanken, die ihrige bleibt ziemlich konstant, 0,8—1,3 m, meist 1 m. Eine geringe Abnahme nach Süden macht sich allerdings auch hier geltend. Sie führen besonders *Lingula* und *Estheria*. Den Namen verdanken sie dem sich zersetzenden Schwefelkies, die dunklen (grauen, braunen und schwarzen) Schiefertone zeigen dann weiße Ausblühungen von Vitriol. Normal sind es Schiefertone bis Mergelschiefer; unter der Mitte treten zum Teil etwas feinsandige Mergelplättchen auf, die dann im Profil etwas hervorstehen. In der Mitte der Vitriolschiefer liegt das mittlere Crailsheimer Bonebed, schwarz, braun verwitternd, einem Mergelbänkchen aufsitzend. Es hat eine viel größere Verbreitung, als man erst annahm. Wir finden es noch bei Rothenburg ebenso typisch wie bei Crailsheim und Gaildorf. Glaukonitführung ist lokal. Sehr interessant ist seine Ausbildung im Bühlertal, wo an seine Stelle ein grobkörniger, harter Kalksandstein tritt, der zwischen Obersontheim und Bühlerthann 30 cm dick ist, talabwärts aber verschwindet (bei Untersontheim 0—2 cm).

### *Semipartitus*-Schichten.

Hohe einheitliche Kalkwände der *Semipartitus*-Schichten bilden einen scharfen Gegensatz zu dem mannigfaltigeren Bilde der Kochendorfer Facies. Da sie wenig Unbrauchbares enthalten, sind sie in einer großen Zahl von Steinbrüchen erschlossen, so daß vom Kocher- und Jagstgebiet ein klares Bild gegeben werden kann. Das Auffinden der Hauptterebratelbank gestaltet sich nach Südosten immer schwieriger, da eben alle Ton- und Mergellagen und so auch die „Kiesbank" in Kalk übergehen, wodurch die Gliederung wesentlich erschwert wird. Dazu kommt noch das Auskeilen der Fränkischen Grenzschichten bei Vellberg—Crailsheim—Wolfskreut—Spindelbach—Bossendorf, so daß die Hauptterebratelbank statt 7—9 m unter der Grenze bei Obersontheim nur 2,6 m, bei Crailsheim, Bossendorf, Spindelbach nur ca. 1—2 m tief einsetzt. Meist erlaubt die obere Terebratelbank eine Teilung des Schichtensystems.

### Fränkische Grenzschichten.

Die Trennung in Glaukonitkalk und Bairdienletten läßt sich hier nicht mehr aufrecht erhalten, weil bei kalkiger Entwicklung der letzteren der Unterschied zwischen beiden verschwindet. Im Kochertal gehen die Bairdientone in Kalk über, ehe das Auskeilen sich stärker geltend macht. Es läßt sich daher hier nicht feststellen, wo der Glaukonitkalk als solcher verschwindet, da ja die Fränkischen Grenzschichten ein einheitliches Schichtenglied werden. Bei Kupferzell tritt schon mitten im Bairdienton eine stärkere Kalkbank auf, bei Uebrigshausen ist er schon rein kalkig. Anders im Jagstgebiet. Dort wird ja auch bei Nesselbach die untere Hälfte des Bairdientones kalkig, bei Dörrmenz sogar zwei Drittel. Aber der oberste Teil bleibt als Mergelschiefer erhalten, und wir können daher bequem

von Aufschluß zu Aufschluß das Auskeilen des Glaukonitkalks verfolgen. Künzelsau 2 m; Niedersteinach 1,1 m; Nesselbach 0,9 m; Dünsbach—Sandelsbronn 0,5—0,6 m, Leofels 0,25 m, Dörrmenz 0,1—0,15 m; Kirchberg 0. Bei Kirchberg ist gleichzeitig der Ton im Bairdienletten in Kalk übergegangen; das sandige glaukonitische Bonebed bedeckt also die hohe Kalkwand. Jenseits der Jagst, im Gebiet der Brettach, setzt das Auskeilen noch früher ein, und bei Gerabronn ist der Glaukonitkalk auf ein dünnes Bonebed zusammengeschrumpft, das Vitriolschiefer und Bairdienton trennt.

Petrographisch zeichnen sich die Fränkischen Grenzschichten dieses Gebietes besonders aus durch das Auftreten von Muschelquadern oder Kornsteinen, die wohl auch *Trigonodus*-Kalk genannt werden können. Sie halten kein bestimmtes Niveau ein, entsprechen also bald dem Glaukonitkalk, bald dem Bairdienton. Sie führen besonders Myophorien und *Trigonodus*, deren Steinkerne und Abdrücke sich leichter erhalten lassen, wenn das Gestein durch Auslaugung etwas mürb geworden ist. Nördlich von Hall (Uebrigshausen—Geislingen—Gelbingen) gehören sie in den unteren Glaukonitkalk und sind sehr fossilreich. Bei Wittighausen werden diese Quader als Bausteine gewonnen (nicht zu verwechseln mit den Mainbausteinen des Terebratelkalks von Ober- und Unterwittighausen). Bei Gailenkirchen tragen diese Quader ein dünnes Bonebed und werden noch von gelben Mergeln und welligen Kalken mit dem Grenzbonebed überlagert. Tonzwischenlagen sind im unteren Teil der Fränkischen Grenzschichten nicht selten; in der Nähe der Kochendorfer Facies werden sie häufiger, die Kalkbänke dünner und plattig. Das Bonebed zeigt im größten Teil des Gebiets deutliche Aufwühlung des Untergrundes. Bald ist es mächtig entwickelt mit dicken Mergelschmitzen (Tullau, Rothenburg), bald hat es sich nur in Vertiefungen des Untergrundes erhalten (Stadel bei Oberscheffach im Bühlertal). Sandig ist es in der Regel, Glaukonit fehlt nie. Aufwühlung des Untergrundes zeigt sich aber auch im unteren „Bairdienton“, wo die Kalkbänke deutlich unruhige Schichtung verraten (Gelbingen, Gailenkirchen). Wellige Kalkbänke und Septarien sind vorhanden, treten aber gegenüber der Kochendorfer Facies mehr in den Hintergrund. Nagelkalk ist ziemlich verbreitet, bei Hall direkt unter dem Grenzbonebed, bei Einweiler (bei Geislingen) sehr schön im Glaukonitkalk mit bis 8 cm hohen „Nägeln“. Anthrakonit ist auf den Kornsteinen ziemlich häufig. Fasergips kommt hier ebensogut wie höher und tiefer in Drusen vor. Zinkblende ist etwas seltener als im Terebratelkalk, fehlt aber nicht völlig.

Die Fauna bietet gegenüber der Kochendorfer Facies wenig Neues; der Unterschied ist durch den Facieswechsel bedingt. Myophorien sind sehr häufig (*M. Goldfussi, vulgaris, intermedia, simplex*) und beim Aufbau der Kornsteine wesentlich beteiligt. *Trigonodus Sandbergeri* kommt nesterweise vor und zwar besonders im unteren Glaukonitkalk und im unteren Bairdienton; hauptsächlich bei Hall und nördlich davon. *Gervillia socialis* findet sich auch in vereinzelten Exemplaren.

### Terebratelschichten.

Auch in den Terebratelschichten treten die Ton- und Mergellagen viel mehr zurück. Die gelbe Bank, die sich noch bei Kupferzell und Nesselbach sehr deutlich entwickelt findet, hört weiter im Südosten auf. Eine Gliederung der Terebratelschichten wird dadurch sehr erschwert. Ihre größte Mächtigkeit erreichen sie zwischen Hall, Rieden und Vellberg, etwa 4 m. Gegen Crailsheim und Gammesfeld nehmen sie sehr stark ab. Im Jagsttal ist ihre mittlere Mächtigkeit 2 m, bei Crailsheim nur etwa 1 m. Im Kocher- und Bühlertal treten im mittleren Terebratelkalk dicke,

einheitliche, schwach dolomitische Kalkbänke auf, „Sodastein“, auch Weißkalk genannt, und diese bedingen ein stärkeres Anschwellen (besonders bei Rieden). Zugleich sind sie von hohen Stylolithenzügen erfüllt, und kleinere Mächtigkeitsschwankungen sind zum Teil gerade darauf zurückzuführen. Dem Auskeilen fällt südlich von Vellberg und bei Gammesfeld die obere Terebratelbank noch zum Opfer, so daß der Sphärocodienkalk Grenzschicht wird.

Herrschend sind hier blaue Kalke. Die obere Terebratelbank hat fast durchweg ein knaueriges, wulstiges, ruppiges, knorriges Aussehen, das ihr bei Crailsheim den Namen **„Pelz“** eingetragen hat. Die eigenartige Struktur ist zum Teil durch Stylolithenbildung bedingt. Sie läßt die Bank leicht erkennen; an Felswänden entsteht hier eine Hohlkehle, da diese lockeren Schichten wenig widerstandsfähig sind. Wo der untere Bairdienton auch in ähnliche wulstige Schichten sich auflöst, läßt sich die Grenze etwas schwieriger ziehen (Hall). Kornsteine bis Muschelquader kommen dicht unter der oberen Terebratelbank vor und greifen noch in sie herein. Sie sind ungewöhnlich reich an erkennbaren Fossilien; bei Sulzdorf führen sie z. B. *Gervillia socialis*, *Trigonodus Sandbergeri*, *Myophoria vulgaris*, *intermedia*, *simplex*, *Myacites elongatus*, Schnecken neben Sphärocodien. Diese Muschelbank ist im Kocher- und Bühlertal sehr verbreitet und liefert sehr viele *Trigonodus*. Der obere Sphärocodienkalk ist im Flußgebiet des Kochers durchgehend nachgewiesen, im Jagsttal kommen die Kalkalgen nur nesterweise vor; zwischen Blaufelden und Rothenburg sind sie stratigraphisch sehr wertvoll, weil dort die obere Terebratelbank auskeilt. Gesteinsbildend treten sie besonders im Bühlertal auf. Der Glaukonit- bzw. Bonebedhorizont im Sphärocodienkalk läßt sich im Kochertal durchgehend verfolgen, wenn er auch bei Ottendorf (Adelsbach) und Hall (Straße nach Weckrieden) seine schönste Ausbildung zeigt und das Gestein grün färbt. Auch noch weiter im Osten finden wir hier gelegentlich Glaukonit. Der *Trigonodus*-Dolomit Schwabens kündigt sich im Kochergebiet unter dem Sphärocodienkalk an als schwach dolomitischer, gelblicher, feinporöser, massiger Kalk („Sodastein“, weil früher zur Sodafabrikation benutzt). Bei der Verwitterung tritt die gelbe Farbe noch mehr zu Tage; die Schichten klüften senkrecht und zerfallen in kantige Stücke. Besonders bei Rieden wird der Habitus dem gelben *Trigonodus*-Dolomit sehr ähnlich. Während der normale „Sodastein“ nur 4 Proz. $MgCO_3$ enthält, steigt hier in den unteren Partien der Dolomitgehalt auf etwa 29 Proz. „Echte Dolomite sind es nicht“, schreibt zwar Quenstedt; aber Aussehen, Dolomitgehalt und stratigraphische Gründe veranlassen mich (und ich folge damit Alberti), sie als **Ausläufer des echten *Trigonodus*-Dolomits** anzusehen, sind sie doch auch den Dolomiten im Murrtal (Zell, Ellenweiler) parallel zu setzen. Bei Rieden, am Weg nach Dendelbach, hat allerdings eine starke Auslaugung des Gesteins den Dolomitgehalt etwas erhöht.

Gerade in diesen massigen Kalken sind Schmitzen, ganz erfüllt von *Myophoria Goldfussi*, zwischen Hall—Gaildorf sehr verbreitet. Und in diese nur aus Steinkernen oder Abdrücken bestehenden Muschellagen dringen Züge hoher Stylolithen ein und durchschneiden sie glatt. So sind die Stylolithen des „Sodasteins“ für das Studium desselben vorzüglich geeignet; Absprengungen und geknickte Stylolithen findet man hier ebenso wie liegende Stylolithen, und zwar alles in schöner typischer Ausbildung (vgl. Bd. XI. Heft 2). Eine eigenartige Erscheinung der Kalkfacies sind die **„Küstenkalke“**. So nenne ich die in küstennahen Gebieten sehr verbreiteten Kalke, die eine Fülle von schwarzen Einschlüssen zeigen; bald gleichen sie Oolithen, bald scheinen es Fetzen eines fremden zerstörten Sediments zu sein, bald erinnern sie an organische Reste. Wo Stylolithenzüge solche Küstenkalke durchziehen, erscheinen die Ablösungsflächen ganz schwarz. Die dunklen Körnchen ordnen sich manchmal

in Schlieren oder Kugeln an. Im Niveau der Sphärocodienkalke haben sie allerdings die größte Verbreitung. Doch finden wir sie auch höher und tiefer, bei Crailsheim fast in allen Schichten, während sie beckeneinwärts mehr zurücktreten. Gips ist als Ausfüllungsmineral von Hohlräumen sehr verbreitet, Steinmark nennen die Steinbrecher solche Fasergipsknollen, die schon QUENSTEDT beschrieb. Der Gips entstammt dem Gipskeuper, wandert mit den Tagwässern abwärts und füllt Hohlräume aus. Daß dies sehr rasch geschieht, beweist ein wenige Jahre altes Bohrloch in einem Steinbruch bei Ottendorf, das jetzt schon mit Gips ausgefüllt ist. Pyrit und Zinkblende sind sehr häufig. Bei Hall füllt Zinkblende Spalten im Terebratelkalk aus, und Pyrit hat sich in der Nähe dieser Spalten angereichert. Im Sphärocodienkalk legen sich Sphärocodien um Zinkblende. Zwischen Schrozberg und Rothenburg und bei Crailsheim tritt Glaukonit in mehreren Schichten des Terebratelkalks auf.

Die Fauna der Terebratelschichten ist eine ziemlich reiche, besonders in der oberen Terebratelbank, die fast alle wichtigeren Fossilien führt: *Ceratites semipartitus* (besonders bei Tullau reichlich), *C. dorsoplanus*, *Nautilus bidorsatus*, *Rhyncholithes*, *Fusus Hehlii*, *Turritella*, *Terebratula vulgaris*, *Terquemia complicata*, *Ostrea ostracina* (= *sessilis*), *Gervillia socialis*, *G. substriata*, *G. costata*, *Lima striata*, *Pecten laevigatus*, *Myacites musculoides*, *Myacites elongatus*, *Myalina eduliformis*, *Trigonodus Sandbergeri*, *Myophoria Goldfussi*, *M. vulgaris*, *M. intermedia*, *M. simplex*, *M. laevigata*; *Pemphix Sueuri*, *Lingula tenuissima*, Crinoideenreste, *Serpula spirulaea*, *Sphaerocodium Kokeni* (letztere 5 Fossilien nicht mehr in der oberen Terebratelbank). Oolithe, „Pseudooolithe“ = „Fucoiden“ sind auch vorhanden, erstere besonders im Sphärocodienkalk. Zu größeren Riffbildungen kommt es noch nicht, bei Schmalfelden werden die Austernwülste 10—15 cm hoch (direkt unter dem Pelz). Die Besiedelung aller möglichen Fossilien durch *Ostrea ostracina* tritt zwar gegenüber dem Gervillienkalk etwas zurück. Gewisse Faunenbezirke lassen sich erkennen. So treten bei Hall in der oberen Terebratelbank die Terebrateln fast ganz gegen *Gervillia socialis* und *Pecten laevigatus* zurück; bei Tullau herrschen die sonst selteneren *Pecten*, bei Veinau kommen viele Terquemien vor. Auffallend ist, daß viele Terquemien im Terebratelkalk senkrecht im Gestein sitzen. Gegenüber der Kochendorfer Facies treten hier *Pecten*, Austern, Schnecken, Myophorien, *Trigonodus* und die Sphärocodien mehr in den Vordergrund. *Pemphix* wurde nur in den tiefsten Schichten des Terebratelkalks gefunden (ähnlich bei Talheim und Oelbronn).

### Hauptterebratelbank.

Die Hauptterebratelbank ist fast in sämtlichen Aufschlüssen nachgewiesen. Bei Gammesfeld, Brettenfeld und Wallhausen wurde sie noch nicht festgestellt, bei Crailsheim könnte man sich über ihre Lage streiten, weil sie sehr nahe an die obere Terebratelbank heranrückt. Doch selbst wenn wir rein mathematisch vorgehen, indem wir die Schichtenabnahme proportional der Entfernung setzen, kommen wir genau auf die von mir angenommene Lage der Hauptterebratelbank bei Tiefenbach von 1,4 m (oberer Rand):

Dörrmenz — 3,2 km — Kirchberg SSW — 2 km — Lobenhausen NW — 1,7 km —
ca. 4,3 m 3,2 m 2,9 m
Erkenbrechtshausen — 3,1 km — Tiefenbach
2,3—2,4 m 1,4 m

Dazu paßt auch die hohe Lage der Hauptterebratelbank im Gebiet von Gammesfeld. Die Mächtigkeit der Hauptterebratelbank nimmt nach Süden hin zu, ihr Terebratelreichtum aber ab; an frischen

Bruchflächen erkennt man noch die seideglänzenden Schalen. Bei Ottendorf wird sie bis 1,7 m dick. 80—90 cm sind die normale Mächtigkeit. Das Gestein ist ein hellblauer Kalk, der oben eine Terebratelbreccie ist und sich blättrig ablöst, unten in fossilarmen Blaukalk übergeht. Bei Blaufelden ist er etwas gelblich und hart und führt unten (wie bei Unterweiler) eine Porenbank. Diese erinnert an einen grobkörnigen Oolith, dessen einzelne Körner aufgelöst wurden. Bei Kirchberg wird gerade die Hauptterebratelbank als Baustein gebrochen. Faunistisch bietet sie nichts Neues. *Ceratites semipartitus, C. dorsoplanus* und *C. intermedius* kenne ich aus ihr, und *Cer. nodosus major* erhielt ich aus den Mergeln direkt unter ihr zusammen mit einem Semipartiten. Wir haben also dasselbe Tierleben wie bei Kochendorf. Nur der Terebratelreichtum nimmt etwas ab. Bei Ottendorf fand ich in der Hauptterebratelbank ein Stück Kohle. Quenstedt gibt in seinen Epochen ja auch einen Coniferenzweig aus dem Crailsheimer Muschelkalk an.

### *Nodosus*-Kalk.

Die Mächtigkeit des *Nodosus*-Kalks schwankt normal zwischen 40 und 50 m. Bei Hall entfallen von den 41,5 m 22,5 m auf die oberen *Nodosus*-Platten, welche durch die 1 m mächtige *Cycloides*-Bank von den 18 m unteren *Nodosus*-Platten geschieden werden. Der Uebergang der Tonschichten in Kalk macht sich auch in den *Nodosus*-Schichten geltend. Der Tonhorizont wird immer kalkiger, so daß er sich als solcher bei Hall gerade noch erkennen läßt, weiter nach Südosten geht er in der einheitlichen Kalkwand unter. Dasselbe gilt von den tonreichen Lagen dicht unter der Hauptterebratelbank. Zum Glück hat die Mergelschieferlage über der Bank der kleinen Terebrateln etwas mehr Bestand. Bei Hall—Westheim—Ottendorf und auch noch im unteren Bühlertal tritt sie noch scharf heraus und erlaubt so das raschere Auffinden der darunter liegenden Bank. Auch tiefer im *Nodosus*-Kalk wird der Kalk herrschend, so besonders über und dicht unter der *Cycloides*-Bank, wo noch im Kupfertal mächtige Tonschichten sich einschieben. Hier aber haben wir eine fast einheitliche, abbauwürdige Kalkwand von der Lettenkohlengrenze bis etwa 5 m unter der *Cycloides*-Bank. Dann erst ringen Ton und Kalk um die Herrschaft. Daher sind die Schichten wenig über der Spiriferenbank fast nie in Steinbrüchen erschlossen. Die Schiefertonlagen sind im *Nodosus*-Kalk das fast allein Leitende, nach Süden aber stellen sich Kalkplatten in ihnen ein, und manche Tonlage wird fast zur Schichtfuge. Im Kochertal zwischen Hall und Westheim hat der obere *Nodosus*-Kalk eine ziemlich konstante Mächtigkeit von 22—23 m. Nur der obere Gervillienkalk zeigt eine erkennbare Abnahme: Neufels 5,9 m, Hall 4,2 m, Hessental—Westheim 3,8–3,6 m, Ottendorf 3,6—3,5 m, weiter nach Osten (Bühlertal) 3 m. Gegen Ilshofen—Crailsheim schrumpft wohl der ganze *Nodosus*-Kalk stärker zusammen; doch konnten bis jetzt noch keine zusammenhängenden Profile bis zur *Cycloides*-Bank hinabgetrieben werden.

Zum Studium des *Nodosus*-Kalkes ist die Umgebung von Hall am besten geeignet. Der ganze *Nodosus*-Kalk ist an der Bahnlinie Hessental—Hall erschlossen; am Bahnübergang der Gaildorfer Straße (bei Hall) stehen an der Bahnlinie die unteren *Nodosus*-Platten an, im Heimbachtal ist der obere *Nodosus*-Kalk schön erschlossen.

### Gervillienkalk.

Die untere Abgrenzung des Gervillienkalks ist im Kochertale gerade noch möglich; denn hier folgt darunter eine Muschelbank. Bei Hall führt der Tonhorizont schon ziemlich Blaukalkknollen und -platten, auch kleinere Austernkolonien; in seinem oberen Teile setzen schon Oolithe ein,

die bei Wilhelmsglück $1^1/_2$ m dicke Bänke bilden. Doch lassen schwarze Schiefertone mit *Lingula*, *Orbiculoidea* noch die Nähe der Kochendorfer Facies erkennen. Bei Hessental—Steinbach sind an ihrer Stelle nur noch wenige Mergellagen. Der Tonhorizont ist als solcher verschwunden. Weiter nach Osten ist sein sicherer Nachweis noch nicht gelungen. Der wichtigste Leithorizont bleibt somit die Bank der kleinen Terebrateln, die fossilreichste Bank des obersten *Nodosus*-Kalkes. Die kleinen Terebrateln sind im Kochertal noch am häufigsten, besonders südlich Ottendorf, 2—3 m über dem Kocherspiegel. Sie sind aber auch noch bis Langensteinach (bei Uffenheim) nachgewiesen. Im Jagsttal ist diese Bank noch nicht sicher festgelegt, da hier die Terebrateln zu selten sind. Auch *Myophoria Goldfussi* wurde mehrfach in dieser Bank gefunden. Besonders reich ist sie an *Gervillia socialis*, *Myacites musculoides*, *Lima striata*, *Pecten laevigatus*. *Ostrea ostracina* besiedelt im ganzen Gervillienkalk (wie auch manchmal in den Terebratelschichten) alle möglichen Schalen: *Pecten* (siehe Taf. VIII [XXVII], Abb. 17), Gervillien, Myaciten, Terquemien, Limen, Schnecken, besonders aber Ceratiten und Treibholz. Im unteren Teil der Bank der kleinen Terebrateln kommt es zur Bildung kleiner Riffe, meist zapfenartige Erhebungen, nur aus Austernschalen bestehend, die sich konzentrisch übereinander schichten und so Riffkalke erzeugen, an deren Aufbau auch Sphärocodien beteiligt sind. Ist die Schichtfläche freigelegt, so sieht man die Riffe als Knollen und Zapfen hervorragen; an den Felswänden dagegen läßt sich die eigenartige Schichtung erkennen (besonders schön bei Hall an der Heimbacher Steige). Diese Riffkalke entsprechen stratigraphisch den Kornsteinen von Künzelsau, welche sich ins Bühler- und Jagstgebiet verfolgen lassen. Bei Gerabronn geht allerdings die Bank der kleinen Terebrateln in ihnen unter.

Sphärocodien haben in diesen Muschelquadern und wenig darunter eine größere Verbreitung: im Kochertal bei Hall, Steinbach—Hessental, Wilhelmsglück, Westheim; im Bühlergebiet bei Jagstroth, Vellberg—Talheim, Eschenau, Ilshofen; im Jagstgebiet zwischen Kirchberg und Crailsheim. Glaukonit ist in ihnen ein wesentlicher Bestandteil. Am häufigsten ist er bei Schrozberg, Blaufelden, Brettenfeld, Gerabronn, Raboldshausen, Michelbach a. d. H., Morstein, Kirchberg, Tiefenbach, Sattelweiler; noch bei Sechselbach—Buch (südlich Aub) kommt er vor. Manchmal färbt er das Gestein ganz grün. Sehr interessant ist das Auftreten von Oolithen in mächtigen Quadern bei Gammesfeld in einer Gesamtmächtigkeit von 3—4 m. Hand in Hand damit geht ein Zuschuß von Kieselsäure und Dolomit. Im Kochertal bilden sie bei Wilhelmsglück—Westheim dicke Quader, bei Hall sind sie schon etwas spärlich, um weiter beckeneinwärts zu verschwinden. Diese Oolithe sind ringförmig oder länglich und umgeben einen dunkleren Fremdkörper. Die Frage, ob sie nicht als sehr kleine Sphärocodien zu betrachten sind, lasse ich offen. Dasselbe gilt auch von den Oolithen von Jagstroth, Ilshofen, Kirchberg—Lobenhausen. Küstenkalke haben im Gervillienkalk eine sehr große Verbreitung, besonders im Jagsttal unterhalb Crailsheim, wo sie das Gestein manchmal schwarz färben. Dolomitische Kalke treten östlich Brettenfeld und bei Wallhausen auf. Auch bei Crailsheim haben manche Schichten dolomitisches Aussehen. Ob diese primärer Entstehung sind, lasse ich noch unentschieden. Zinkblende und Pyrit fehlen hier ebensowenig wie tiefer.

Stylolithen sind sehr häufig. Bekannt sind die mit *Asterias Weissmanni* von Crailsheim, bei denen aber die Riefen sich in den Seestern eingegraben haben. Von Kirchberg kenne ich solche mit *Pecten laevigatus* als Deckel, aber große Ausschnitte des Fossils sind der Auflösung bei der Stylolithenbildung zum Opfer gefallen. Bei Hall fand ich *Gervillia socialis* und *Terebratula vulgaris*

(Textabb. 2), in die je ein Stylolith eingedrungen war. Viele Nodosen aus diesen Schichten sind deshalb so schlecht erhalten, weil Stylolithen in sie eindrangen und Teile der Ceratiten auflösten.

Die Gervillienkalke sind für den Sammler ein sehr lohnendes Gebiet. Gervillien und Myaciten kommen in großen Mengen in ganzen Exemplaren vor. *Pecten laevigatus* ist besonders im Kochertal bei Hall häufig. Schnecken und Myophorien findet man im Mergel auf den Schutthalden. *Myophoria cardissoides* stammt aus diesen Schichten. *Pseudocorbula gregaria* kommt besonders dicht unter der Hauptterebratelbank vor, während 2 klappige Limen in der Bank der kleinen Terebrateln zu finden sind, wo auch die Ceratiten häufiger sind (*Ceratites nodosus* und *C. intermedius* β). Der große *C. nodosus major* geht hoch hinauf bis dicht unter die Terebratelbank. *Myophoria Goldfussi* kommt noch im tiefen Gervillienkalk vor, während *Trigonodus Sandbergeri* den oberen Gervillienkalk bevorzugt. Das Hauptlager von *Pemphix* ist der mittlere Gervillienkalk. In den Gervillienkalk gehören auch die Asterien und Ophiuren von Crailsheim.

Textabb. 2. Terebratel mit eingedrungenem Stylolithen. $^3/_4$ nat. Gr. Wettbach bei Hall.

### Uebriger Nodosuskalk.

Hier ist eine Stratigraphie sehr schwierig; denn außer der *Cycloides*-Bank fehlen bis jetzt paläontologische Leithorizonte völlig. Es bleiben somit nur petrographische übrig, und um hier sicher zu gehen, ist viel ermüdende Kleinarbeit notwendig. Deshalb ist mir bis jetzt erst im Kochertal das durchgehende Verfolgen aller Schichten gelungen. Im engen Bühlertal sind leider die Aufschlüsse im mittleren und unteren *Nodosus*-Kalk spärlich, und so war es noch nicht möglich, die Brücke zu den Aufschlüssen im Jagsttal zu schlagen.

Die *Cycloides*-Bank liegt bei Hall—Westheim 28—29 m unter der Lettenkohlengrenze als ein Knauerkalk, manchmal oben mit einer kristallinen Muschelbank, umgeben von Mergel- oder Schieferlagen (k und l). Sie ist nicht mehr so fossilreich, wie in der Kochendorfer Facies, wurde deshalb auch lange Zeit nicht gefunden (besonders bei Crailsheim). Ein vorzüglicher petrographischer Leithorizont ist eine gelbe dolomitische Mergelkalkbank (b), 2,5—3 m unter dem Tonhorizont, etwa 10,5—11 m unter der Hauptterebratelbank. Ohne diese Bank wäre ein sicheres Kombinieren der Profile im Kochertal kaum möglich gewesen. Im Bühler- und Jagsttal ist sie noch nicht sicher nachgewiesen. Als durchgehend erweisen sich auch eine Reihe von Schieferton- oder Mergellagen. (Sie sind in den Profilen mit kleinen lateinischen Buchstaben versehen.) Besonders deutlich treten die Horizonte d, f, h, k, l heraus.

Die unteren *Nodosus*-Platten sind sehr selten ganz erschlossen. Unter der *Cycloides*-Bank folgen ca. 4—5 m Wulst- und Splitterkalke, unten mit einer kristallinen Muschelbank, die lokal auch rötliche Terebratelschalen führt. Sie ist im Kocher- und Bühlertal leitend, wie auch die Schieferlage unter ihr (n). Tiefer herrscht bald der Ton, bald der Kalk. Zur Orientierung sind die Schiefertonlagen t, u, v vorzüglich geeignet. Es sind wahrscheinlich durchgehende Leithorizonte. In den unteren *Nodosus*-Platten stellen sich auch wieder reichlicher Terebratelbänke ein, die vielleicht auch Leithorizonte abgeben. Die Muschelbänke zeigen auf ihrer Oberfläche häufig Wellenfurchen, Rippelmarken (besonders deutlich in den Bachbetten).

### Trochitenkalk.

Quenstedt gibt für den Trochitenkalk im Bohrloch von Wilhelmsglück 91', also 26—27 m Mächtigkeit an. Als obere Grenze muß bei uns die Spiriferenbank gelten, in der zum letztenmal

reichliche Trochiten vorkommen. Bei Hall steht sie im Wettbachtal ca. 320 m über NN, am Bahnübergang der Gaildorfer Straße 310 m über NN an. Fast der ganze Trochitenkalk ist im Wettbachtal erschlossen. In den oberen 10—12 m sind die Trochiten selten, Ton und Kalk folgen in buntem Wechsel, daher sind diese Schichten nicht in Steinbrüchen erschlossen. Dann folgt ein Kalkmassiv von 5—6 m, reich an Trochiten und Terebrateln, in den beiden Steinbrüchen zwischen dem Friedhof und dem Viadukt erschlossen, auch an der Straße nach Tullau. Vom unteren Trochitenkalk treten im Wettbachtal noch ca. 8 m zu Tage, Schiefertone und Trochitenbänke mit Terebrateln. Die Grenze zum mittleren Muschelkalk ist zwar nur in Bachrissen erschlossen, z. B. am Fußweg von Eltershofen nach Geislingen. Wohl aber zeigt er sich schon lange vorher an. Die untersten 10—20 m des Trochitenkalks sind selten in normaler Lage, wenn das Bach- oder Flußbett sich bis zum mittleren Muschelkalk eingegraben hat. So zeigen sie im Wettbachtal beständig ein anderes Fallen; Verwerfungen, Schichtenverbiegungen, Verstürzungen sind die Regel und mehren sich, je näher man dem mittleren Muschelkalk kommt. Dieser sollte eigentlich in 290 m über NN einsetzen; im Ausgehenden jedoch trifft man in dieser Höhenlage nur abgesunkene Trochitenkalkschollen, die einen Uebergang zum Gehängeschutt bilden. Der Kocher tritt schon bei der Hellerschen Kunstmühle in den mittleren Muschelkalk ein (275—280 m) und dadurch weitet sich das Tal etwas. Am Neuberg bei Gelbingen senken sich die Schichten so, daß wieder Hauptmuschelkalk bis zur Talsohle hinabgeht, aber nur auf eine ganz kurze Strecke.

Bei Crailsheim ist der starke Glaukonitgehalt des Trochitenkalks hervorzuheben. An der Gronachmündung werden dort die Quader des Trochitenkalks abgebaut und weithin als wertvolle Bausteine versandt.

Stylolithen aus diesen Schichten zeigen deutlich Trochiten in allen Stadien der Anätzung und Auflösung. Dies läßt sich auch im Kochertal südlich Hall (Steinbrück) erkennen, wo der Trochitenkalk zum erstenmal zu Tage tritt. Hier bilden Trochiten auch die Deckel der Stylolithen, sind angeätzt, und die Riefung beginnt schon auf den Trochiten.

Die Grenze zum mittleren Muschelkalk ist im Bühlertal an der Straße von Oberscheffach nach Jagstroth erschlossen. Der Trochitenkalk ist stark verstürzt, doch reichen stellenweise die weißlichgelben Mergelplättchen des mittleren Muschelkalks bis 7 m über dem Bühlerbett (also 300 m über NN). Die untersten Kalkbänke des Trochitenkalks führen bald schwarze Hornsteine in Knollen, bald die Kieselsäure mehr verteilt, genau wie im unteren Lias des südlichen Mainhardter Waldes. Interessant ist das Vorkommen von Oolithen (wie am Schwarzwaldrand) und von Glaukonit. Aneroidmessungen ergaben für die Lettenkohlengrenze eine Höhe von 368—381 m, meistens 374 m über NN. Der Hauptmuschelkalk ist hier also etwa 70 m mächtig. Damit sind die Vermutungen Quenstedts (Blatt Hall pag. 15) über das Anstehen des Salzgebirges im Bühlertal bestätigt.

## Profile und Tabellen.

### Kalkfacies. 78—124.

78. Profil Herdlingshagen, kombiniert (über O.T.: Weg nach Einweiler, unter O.T.: Straße nach Geislingen).

U.L.: x dolomitische Kalkbrocken (U.D.)
x Schiefer (D.M.)
35 Blaubank: glatte blaue Kalke; reiche Lumachelle mit eingekneteten Septarien; bonebedreiche kristalline Kalke
120—130 dunkle Mergelschiefer, unter der Mitte plattig (V.)

3,2 m Fr.Gr.:
- 20 sandiges Bonebed, Mergel und blättriger Kalk
- 90 Glaukonitkalk, Blau- und Splitterkalke, zum Teil mit Muscheln, unruhige Schichtung
- 15—20 Nagelkalkbänke, „Nägel" bis 8 cm hoch
- 80—85 Splitterkalk, zum Teil kristallin, Blaukalkwellen
- 30—35 Schiefer, wenig Blaukalk
- 60 blauer Splitterkalk
- 15 Mergelschiefer und Kalk

2,9—3 m T.Sch.:
- 15 O.T.: reiche, kristalline Terebratelbank
- 30 O.T.: knauerige Kalke, Terebrateln und *Terquemia*
- 35 Splitterkalk mit Sphärocodien
- 10 Gi: gelber Mergelkalk
- 30 Kornsteinbank, Sphärocodien
- 40 gelbblaue, brocklige Kalke
- 25—35 Splitterkalk mit *Ceratites dorsoplanus*
- 40—45 Gii: Mergel und Kalkbänke
- 35 Splitterkalk
- 20 K.: gelbe Mergel

0,75—0,8 m H.T.: reich, dünnbankig verwitternd
- 30—40 Mi: Mergel

## 79. Profil Staigenhaus (Uebrigshausen S).

U.L.:
- 70 gelbe Zellendolomite, seitlich Sandstein
- ca. 80 Schieferton
- 25 harte, gelb verwitternde Bank, Bonebed
- 40 gelbe Mergelschiefer (D.M.)
- 20 Blaubank typisch, Verknetungen, Fluidalstruktur, Glaukonit, Bonebed, *Lingula*
- 110 dunkle Schiefertone (V.), unter der Mitte plattig

3,4—3,5 m Fr.Gr.:
- 50 (35) Glaukonitkalk reich, drusig, Bonebed
- 55 (45) gelbe Mergel und Gekrösekalk, Ueberfaltungen nach N—NNW
- 50 (70) Kornstein, Quader mit Myophorien, *Trigonodus*
- 15—20 Mergel und Kalk, Wülste, Stylolithen
- 80 Kornstein
- 40 Splitterkalk, unten Stylolithenzug
- 40 Blau- und Splitterkalk
- 10 Mergelschiefer

x T.Sch.:
- 35—40 O.T.: oben Lumachelle, unten knauerig
- 5 Mergel
- 70 Splitterkalk
- 10 gelbe Mergel (Gi)
- 80 Splitterkalk

## 80. Profil Wittighausen.

U.L.:
- ca. 30+ gelbe Dolomite (U.D.)
- 40 gelbe und graue dolomitische Mergelschiefer (D.M.)
- 40 Blaubank typ., Bonebed (bei 13 und 20 cm), Septarien
- 100—110 graue Schiefertone, zum Teil rostig verwitternd, bei 70—80 plattig, sandig

x Fr.Gr.:
- 15 gelbbraune dolomitische Platten mit Mergel
- 20 Splitterkalk, oben Bonebed, Glaukonit, Aufwühlung und Verknetung, *Myophoria Goldfussi*
- 50 gelbe, dolomitische Mergel und Gekrösekalk, Schub nach N.
- 75 „*Trigonodus*-Kalk", Muschelquader mit *Trigonodus, Myophoria vulgaris*
- 5 lockere Schichten
- 90 Muschelquader, unten sich auflösend
- Splitterkalk, Blaukalk und Mergel bis O.T.

## 81. Profil Wittighausen—Unter-Münkheim (zum Vergleich mit Profil Hall).

Obere *Nodosus*-Platten: sehr steril
- ca. 50 Kalkplatten mit Mergel (e)
- 20 Splitterkalk mit Muscheln
- 100 fossilarme, wulstige Kalke
- 90 dünne Kalkplatten und -knollen mit viel Mergel (f)
- 60 Splitterkalk, leitend
- ca. 220 Kalkplatten und -wülste mit etwas Mergel
- 60 Mergelschiefer und Kalkknollen (g)
- 40 Splitterkalk
- 50—60 graue Mergelschiefer (h)
- 20 Kalkplatten und Mergel
- 50 Splitterkalk
- 10 schwarzer Schieferton (i)
- ca. 120 Blau- und Splitterkalk
- 50 graue Mergelschiefer (k)

60 cm *Cycloides*-Bank, knauerig splittrig, unten fester

Untere *Nodosus*-Platten:
- 60 gelbgraue Mergel und Mergelschiefer (l)
- 20 harte Muschelbank
- 160+ Blau- und Splitterkalke } „Kalkmassiv"
- ca. 3 m tiefer viel Mergel

## 82. Profil Gailenkirchen (kombiniert, O.T. und höher: Mühle; O.T. und tiefer: Suhlburg, Ruine).

U.L.: Lettenkohlensandstein verstürzt, zum Teil noch tiefer

100 dunkle Mergelschiefer
80 gelbe Dolomite, kantig springend, oben hohe Wellen
40—50 schwarzer Schieferton
30 zwei dolomitische Bänke, gelb, Bonebed, senkrecht klüftend
} U.D.
30 graugelber Schiefer (D.M.)
25 Blaubank, zersetzt, daher gelb, dolomitisch; Glaukonit, Bonebed
100—110 dunkle Schiefertone, unter der Mitte Plättchen (V.)

3,3 m Fr.Gr.:

5—10 hartes Grenzbonebed, Glaukonit
25—40 feste Kalkbank, Muscheln, Glaukonit
30 graue, dolomitische Mergel, gelb verwitternd
70—75 Muschelquader, voll von Myophorien und *Trigonodus*, oben wellig, Bonebed, bei Wackershofen 100—120 cm, zum Teil Kristallkalk
40—45 dünne Muschelbänke, zum Teil wellig, Küstenkalke
80 graue Kalke, oben mehr kristallin, unten mehr glatt; Aufwühlung des Untergrundes, Stylolithen (Entwurzelung), Zinkblende
20—30 gelbe Mergelschiefer und Kalk, zum Teil wellig

ca. 3,2 m T.Sch.:

60—65 O.T.: oben reiches Terebratelbänkchen, Pseudo-Oolith, mitten knorrig, *Gervillia*, unten verbacken
40—60 Splitterkalk und Muschelbänke mit Sphärocodien (Wackershofen)
10 Gi: gelber Mergel
20 Splitterkalk
45 Knauerkalk
15 Blaukalk
10 Gii: Mergelschiefer und dünne Kalkplättchen
70 Splitterkalk mit Terebrateln
20 K.: gelbe Mergel und Schiefer

1,1 m H.T.: oben blättrig, reich an Terebrateln, *Lima*, *Terquemia*, unten ärmer, kompakter

O.G.:

60 Mi: gelber Mergelschiefer und Blaukalk
100 Kalkplatten und Schiefer mit *Gervillia*
80 Splitterkalk
60 Blaukalk und Schiefer
50 (Mii ?) Schiefer

## 83. Profil Schleifklinge (Bahnlinie Gottwollshausen N).

U.L.:

50 gelbbraune Dolomite (U.D.)
20—25 graue, dolomitische Mergel (Flammendolomit), gelb verwitternd (D.M.)
25 Blaubank mit Bonebed (bei 5 cm), unten Lumachelle mit Glaukonit und Bonebed
70 graue Mergelschiefer, oben gelb, unten plattig
15 feinsandige Platten
25 schwarzer Schieferton
} V.

5,6 m Fr.Gr. + T.Sch.:

5 braunes, reiches Bonebed, mit grauem Kalk verzahnt, Aufwühlung
15 gelbe Mergel
5 splittrige harte Kalkbank
10 gelbe Mergel
35 Muschelbänke, Kornstein, *Trigonodus;* manchmal knauerig
30 Splitterkalk
25 Blaukalk

30—35 mergelige Kalke, zum Teil wellig, unten schiefrig
30 Muschelbank — Kornstein
5 lockerer, blättriger Kalk
60—80 Muschelbänke, mitten porös verwitternd, Schnecken
40 Muschelbänke mit Sphärocodien
40 gelbe und blaue Kalke, unten dünne Mergellage
90 dicke Kalkbänke
15 Gii: blättrige Kalke und Mergelschiefer
95 Splitterkalke und Muschelbänke, *Gervillia*, unten mergelig
15—20 K.: gelbe Mergel und Schiefer

0,8—0,9 m H.T.: oben Terebratelbreccie; blättrig; *Lima*, *Gervillia*, *Terquemia*

O.G.:

50 Mi: Mergelschiefer, bei 35 Splitterkalk, *Gervillia*
80 dünne Kalkplatten mit Schiefertonlagen, *Gervillia*, Myaciten, Schnecken, dicke Kalkbänke

## 84. Profil Hall, Gottwollshäuser Steige.

U.L.:

45 dolomitischer Kalk und Steinmergel, Bonebed (U.D.)
35 gelbe Mergel und Schiefer (D.M.)
15 Blaubank, Glaukonit, *Myophoria Goldfussi, M. vulgaris*, Fischschuppen, Koprolithen, Zinkblende
ca. 120 dunkler Schieferton (V.)

1,6—1,7 m Fr.Gr.:

75—80 *Trigonodus*-Kalk, muschelreich, oben Bonebed, wenig Glaukonit
15 Blaukalk, etwas wellig und Schiefer
70 Muschelbänke und dünnplattiger Splitterkalk, oben mit *Trigonodus*, Myophorien, *Gervillia*

ca. 3,8 m T.Sch.:
50 O.T. (?): Knauerkalke mit *Gervillia, Pecten*
100—110 Muschelbänke, oben roter Kornstein, dann Küstenkalk; *Lima*, Sphärocodien

70—80 fein poröse Quader, oben Glaukonit, *Ostrea, Lingula*
5—10 Gii: gelbe blättrige Lage
100+ Quader und Blaukalk

## 85. Profil Veinau NW.

U.L.: Blaukalk verstürzt
100+ Schieferton

---

2,7—2,9 m Fr.Gr.:
15—20 quarzreiches Bonebed und Mergel
140—150 Muschelquader, Kornstein. Stylolithen. *Myophoria vulgaris, Trigonodus;* oben *Myophoria Goldfussi*, reiche Bonebedlage
45 wulstig-knauerig verwitternde Splitterkalke
25 Splitterkalk
40 6 dünne kristalline und blaue Bänke, wenig Schiefer

3 m+ T.Sch.:
60—70 O.T.: knorrig, neben Terebrateln sehr viel *Terquemia; Gervillia*, Schnecken, *Ceratites semipartitus*
45 3 Splitterkalkbänke mit Sphärocodien
3 gelbe Bank (Gi)
30 rötlicher Kornstein, muschelreich, porös
55 gelbgraue, brocklige Kalkbänke mit Terebrateln
5 Mergel
55 gelbe und blaue Splitterkalke
35 Splitterkalk, noch nicht H.T. Aus den untersten Schichten *Pemphix.*

## 86. Profil Gelbingen—Eltershofen.

U.L.:
50 + Schieferton
45 gelbe, dolomitische Steinmergel, senkrecht klüftend } U.D.
15 gelbbraune, dolomitische Bank }
35 gelbe, dolomitische Mergel mit Kalkbrocken. D.M.
15—20 Blaukalk, muschelreich, blau, schwarzes Bonebed
45—50 grauer Schieferton
35 graue Mergelplättchen, unten senkrecht klüftend, oben Bonebed
25—30 Schieferton

---

2,5 m Fr.Gr.:
2—3 hartes, braunes, feinsandiges Bonebedplättchen, Glaukonit, Aufarbeitung des Untergrundes
15 gelbe Mergel
15 glatter, grauer, dolomitischer Kalk, gelb geflammt, unten mergelig
50—60 *Trigonodus*-Quader, sehr muschelreiche Kornsteine, porös, oben Glaukonit; Pyrit, Fasergipseinschlüsse; sehr viel *Trigonodus Sandbergeri, Myophoria vulgaris; Gervillia*
40—35 Kornstein, etwas muschelärmer

30 Splitterkalk
50 grauer Kalk
5 gelbe Mergel, auskeilend
25—30 glatte, graue Kalke, unten Aufarbeitung
10—15 Mergel und wellige Kalke

3,1 m T.Sch.:
10 knorrige Muschelbank
30 Kornstein
10 kristalliner Kalk
25 grauer Kalk, Küstenkalk mit schwarzen Fetzen, Glaukonit. *Gervillia*, Sphärocodien
30 muschelreicher Splitterkalk
5—10 gelber Mergel und Kalk (Gi)
40 Muschelbänke, Stylolithen
55 wulstige Kalke, Terebrateln, unten mergelig (Gii)
85 wulstige Kalke, unten glatt, grau
15—20 gelber Mergel, Kiesbank

0,9 m H.T.: oben 10 feste Terebratelbank, dann 40 blättriger Kalk mit viel Terebrateln und *Terquemia*, unten hellblauer Kalk

O.G.:
15 glatter, grauer Kalk
40 Mergel und Kalk (Mi)
40+ dünne Kalkplatten

## 87. Profil Hall—Weckrieden (zu beiden Seiten der Straße).

U.L.:
30+ dolomitische Platten (U.D.)
30+ gelbe, dolomitische Mergel (D.M.)
25—30 Blaubank, zum Teil wellige Kalke, Glaukonit, Bonebed. Bl.
120 grauer Schieferton, unter der Mitte Mergelplättchen. V.

1,7 m Fr.Gr.:
5—10 Grenzbonebed, Glaukonit, Nagelkalk
50—45 Muschelquader, drusig, *Trigonodus Sandbergeri, Myophoria vulgaris, Gervillia socialis*
40 Quader, weniger Muscheln

15—20 blaue, wellig-wulstige Kalke, wenig Schiefer
50 dünne kristalline Kalkbänke, *Trigonodus*
— — — — — — — —?

3,7 m+ T.Sch.:
60 Wulst- und Knauerkalke, fossilarm, O.T.?
20 harter Splitterkalk, Muscheln
80—85 Muschelquader, unten Küstenkalk. Stylolithen. Sphärocodien. Oben *Gervillia, Terquemia, Ostrea, Lima, Trigonodus*, Myophorien (bei Weckrieden im Wettbachtal hier Zinkblende als Spaltenausfüllung neben Pyrit)
5 durch Stylolithenbildung auskeilende Muschelbank

45—50 feinkörnige, weißgraue Quader, oben Bonebed, viel Glaukonit in Stylolithenkappen angereichert, Terebrateln, Sphärocodien = „Sodastein“ von Ottendorf
45 grauer Kalk, gelb verwitternd = „Sodastein“
5—10 Mergel und Kalk (Gii?)
100 + blaue Kalke

Im Wettbachtal ist der ganze Hauptmuschelkalk erschlossen. Aneroidmessungen ergaben:
Grenze Muschelkalk—Lettenkohle 365—370 m über NN. (die Schichten steigen gegen Weckrieden an).
Spiriferenbank 160 m oberhalb der Einmündung des von der Ziegelhütte kommenden Bächleins 320(—325) m.
Grenze mittlerer—oberer Muschelkalk (am Friedhof oberhalb der Straße) ca. 290 m über NN.
Kocherbett 272 m über NN. (der Kocher fließt von der Limpurg an im mittleren Muschelkalk, der allerdings verschüttet ist, und verläßt ihn nur eine ganz kurze Strecke an der Einmündung der Schleifklinge).

Benützen wir dazu noch die Ergebnisse der Salzbohrungen, so ergeben sich folgende Mächtigkeiten:

75 m Hauptmuschelkalk: 5—6 m *Semipartitus*-Schichten
23 m obere } *Nodosus*-
18 m untere } Schichten
26—29 m Trochitenkalk
55—60 m mittlerer Muschelkalk
55—60 m Wellenkalk
ca. 400 m Buntsandstein (rund 100 m unter der Talsohle anstehend, 160—180 m über NN.)

## 88. Profil Hall, Heimbacher Steige. (Untere *Nodosus*-Platten am Bahnübergang an der Gaildorfer Steige; Trochitenkalk im Wettbachtal.)

U.L.: Mergel
40 gelbbraune Dolomite (U.D.)
30 Mergel mit Kalk und Dolomitknollen (D.M.)
20 Blaubank, typisch, Glaukonit, Bonebed
120 Mergelschiefer, unter der Mitte Mergelplatten (V.)

1,5—1,6 m Fr.Gr.:
80—90 Muschelquader, „*Trigonodus*-Kalk“, *Myophorien*, oben Bonebed mit Glaukonit, Pyrit und Nagelkalk
10—15 Blaukalk, zum Teil wellig, und Schiefer
50—55 Splitterkalk und Stylolithen, unten ohne scharfe Grenze übergehend in

3,8 m T.Sch.:
60—65 O.T.: Knauerkalk, *Gervillia, Pecten laevigatus*, wenig Terebrateln, Myaciten, Austern. *Cer. semipartitus*
20 kristalliner Splitterkalk
5 lockere „pelzige“ Lage, Gi
60 Muschelbänke (Myophorien), Küstenkalke mit Glaukonit und Sphärocodien
75 graue, feinporöse Quader, muschelreich, oben Glaukonit und Sphärocodien, unten dolomitisch verwitternd
5 gelbe Lage, Gii
140 graue und hellblaue Kalke, dünnbankig verwitternd, unten gelb, mergelig
15 K: gelbe Mergel und Schiefer

1 m H.T.: oben Terebratellumachelle, dann blättrig, viele Terebrateln, *Lima, Ostrea sessilis*, unten hellblau

4,2 m O.G.:
40 Mi: dünne Kalkplatten mit viel Schiefer
90—100 dünne Kalkplatten mit wenig Schiefer, *Gervillia*
125 blaue Wulstkalke, *Gervillia*
15—20 Mii: gelbe Mergel und Schiefer
10 Mergel und Kalk (e)
110—120 { 20 Muschelbank; 25 Knauerkalk mit etwas Mergel; 70 Splitterkalk und glatte blaue Kalke
25—30 Miii: schwarze Schiefertone, oben und unten mit Blaukalk

3,6 m U.G.:
120—130 K.T.: knauerig, bei 106 etwas lockerer; muschelreich, kleine Terebrateln (noch bei 80 cm), Myaciten, Gervillien, *Pecten*, große und kleine Limen, *Turritella*, Ceratiten, *Pseudomonotis, Ostrea sessilis*
75 Quader mit Blaukalkschmitzen, Sphärocodien überziehen viele Muschelschalen, Muschelriffe (Abb. 6) = Knollen und Wülste von Ostreen bedecken oft die Schichtfläche wie Zapfen, *Lima*, besiedelte *Pecten* senkrecht im Gestein. Zinkblende
30 Splitterkalk, Oolith
130 T.H.: Wulstkalke mit viel schwarzem Schiefer, die weiß ausblühen, erstere nach Süden zu herrschend, *Orbiculoidea, Lingula*, Ceratiten, *Pecten*. Austernkolonien

14,8 m Obere *Nodosus*-Platten:
190—200 { 20—25 Splitterkalk voll von Muscheln; 80 knauerige muschelreiche Kalke. *Lima*, Myophorien; 85 Muschelbänke und Blaukalke
35 Blaukalk und Mergel, *Ceratites nodosus major* (a)
100 { 45—50 Wulstkalke, unten muschelreich, *Lima*; 10 gelber Mergelkalk, leitend (b) 344 m über NN.; 40 Wulstkalk
10 Mergel und Kalk (c)
75 Muschelbänke—Quader und Blaukalke (Sohle des höchsten Bruches)
25 Mergelschiefer mit Kalk (d)
110 blaue Wulstkalke
150 dicke splittrige Bänke, Muscheln
85 glatte Kalkplatten, unten immer mehr Mergel } (f)
5—10 Mergelschiefer }
50 dicke Splitterkalke, zum Teil muschelreich
210—220 Kalkplatten, Wulstkalke und dünne Splitterkalke, *Gervillia*

55 Schieferton und glatte Kalke (g)
45 Knauerkalk
40 Kalkplatten und Mergel (h)
100 Kalkplatten und Wulstkalke
5 Mergel (i)
150 Wulstkalke, *Gervillia*
10 Muschelbank
20 schwarzer Schieferton (k)

1 m *Cycloides*-Bank: Knauerkalk, oben 15—20 Muschelbank mit *Pseudomonotis Alberti, Lima; Terebratula vulgaris* var. *cycloides* oft ganz herausgewittert

18 m Untere *Nodosus*- Platten:
35—40 dunkler Mergelschiefer, wenig Kalk (l)
35 rötliche Muschelbank, Kornstein } „Kalk-
400 Wulstkalke und Splitterkalke } massiv" } Kalk-massiv
15—20 Mergel und Kalk
20 kristalline Muschelbank, Leithorizont, unruhige Schichtung, rötliche Terebratelschalen } Kalk-massiv
35 dunkle Mergelschiefer, leitend, unten mit Kalkplatten
10—20 Muschelbank: *Lima, Gervillia, Terquemia*
90 schwarzer Schieferton, unten mit wenig Kalk
25 Muschelbank
80 Kalkplatten und Mergelschiefer
30 kristalline Muschelbank, Aufwühlung, weiße Einschlüsse, leitend
90 Mergelschiefer und Kalkplatten, wechselnde Ausbildung
40 Splitterkalke oder Muschelbänke
80 Schieferton und Kalkplatten
40 Muschelbänke, zum Teil auskeilend, Kalkknollen und Mergelschiefer
20 kristalline Muschelbank, *Gervillia* (Rippelmarken im Wettbach)
60 Mergelschiefer und Kalkplatten
30 Muschelbänke und Mergelschiefer
110 Muschelbänke und dünne Splitterkalke, Terebrateln (Rippelmarken)
30 Schieferton und Kalkplatten
} 7,4 m Kalk und Ton in buntem Wechsel

40 kristalline Muschelbänke, schwarze Einschlüsse (Sohle des tiefsten Steinbruches an der Heimbacher Steige, 315 m über NN.
35 schwarzer Schieferton, leitend (t)
60 Terebratelbänke, oben kristallin
65 Schieferhorizont, leitend (u)
25 kristalline Muschelbank (Rippelmarken)
85—90 Schieferton, wenig Kalk
15 Konglomeratbank, kristallin, Terebrateln, *Lima*
150 Mergelschiefer und dünne Kalkbänke
50 Wulstkalk

ca. 26—30 m Trochitenkalk:
15 Spiriferenbank, Terebrateln, Trochiten, *Spiriferina fragilis* in einer kristallinen Muschelbank, 310 m über NN. (Wettbach 320 m)
65 Schieferton und Kalkplatten
10 kristalline Muschelbank
70 schwarzer Schieferton, oben Kalkknauern
20 kristalline Muschelbank, *Lima, Gervillia,* Terebrateln
140 Wulstkalk, Kalklinsen, oben mit Schieferton. *Pecten laevigatus, Gervillia, Lima*
40 Wulst- und Splitterkalk
ca. 400 (?) Mergelschiefer und Kalkbänke ohne Trochiten
ca. 5—600 Kalkmassiv, Trochiten, Terebrateln, *Nautilus*
ca. 6—700 Tone herrschend, 2 Trochitenbänke mit Terebrateln
100 Terebratelquader, Kornsteine (Decke der Eiskeller)
ca. 180 Mergel und Kalkplatten (am Viadukt Sohle des Steinbruches)
Noch ca. 4 m (?) dickere Kalkbänke bis zum mittleren Muschelkalk

## 89. Profil Steinbach—Bahnhof Hessental (links der Straße in 4 Steinbrüchen erschlossen).

U.L.:
100 + Lettenkohlensandstein grobkörnig, mit etwas Mergel, unten Koprolithen. Erosionsdiskordanz; verzahnt mit
40 muschelreichem Kalk, fast nur Muscheln, Verknetungen, Blaukalkschmitzen, Septarien (s. Textabb. 29), Bonebed, *Myophoria Goldfussi* } Blaubank
20 glatte blaue Kalkplatten } Blaubank
50 Mergelschiefer, oben gelb, unten grau } Vitriolschiefer
5 Bonebedplättchen } Vitriolschiefer
50 Mergelschiefer, oben plattig-feinsandig } Vitriolschiefer

4,9 m Sem.Sch.:
10 Bonebed, Glaukonit, Mergel geflammt
50 drusige Muschelquader — Kornstein

90 Knauerkalk mit Schiefer, oben dünne Kalkbänke, unten O.T., *Gervillia,* wenig Terebrateln, am Bahneinschnitt dazu noch *Pecten, Terquemia,* Austern
20—25 blaue Muschelbänke, Sphärocodien
55 Muschelbank—Kornstein, Küstenkalk, unten Glaukonit, Sphärocodien, Myophorien
75 grauer, massiger Kalk, porös, Stylolithen
45 zwei graue, mehr glatte Kalkbänke
80 blauer, glatter Kalk, Stylolithen
50 gelbe Mergelbank } Kiesbank
10—15 Mergelschiefer } Kiesbank

0,85 m H.T.:
65 reiche, massige, hellblaue Terebratelbank
20 glatter blauer Kalk und Mergel

3,6 m O.G.:
- 30 Mergel und Kalk, Mi
- 190 dünne Blau- und Splitterkalke, zum Teil porös
- 10—15 gelber Mergelschiefer, Mii
- 20 härtere Splitterkalkbank
- 40 Knauerkalk und Mergel
- 45 Splitterkalk
- 20 Schieferton, Miii

4,1 m U.G.:
- 105 K.T.: blauer Brockelfels und Mergel, Myaciten, Gervillien, *Pecten*, *Lima*, Schnecken, Ceratiten, wenig kleine Terabrateln, sehr fossilreich
- 20 Blaukalkplatten zwischen Schieferton, Bonebed
- 25 Küstenkalk, Muschelbänke mit Sphärocodien, Zinkblende
- 25 Knauerkalk und Schiefer
- 15 Schieferton
- 110 dicke, kristalline Kalke, Quader, Oolithe
- 110 Wulstkalke, wenig Mergel, *Gervillia*, *Pecten laevigatus*

14,8 m Obere *Nodosus*-Platten
- 215:
  - 15 Splitterkalk, kristallin, oben Bonebed
  - 65 Kalkknollen und Mergel, fossilreiche Wulstkalke; Myaciten, *Pecten*, *Gervillia*, *Lima*
  - 60 Splitterkalk, mitten Mergel und Kalk
  - 75 dünne Kalkplatten und Mergel (a)
- 190:
  - 40 kristalliner Kalk
  - 10—15 gelbe Mergelbank, leitend (b)
  - 135 Splitterkalk, unten immer fester
- 15 schwarze Schiefer (d) leitend
- 75 Blau- und Splitterkalk
- 60 Kalk und Mergel, einkeilende Kornsteinbänke (e), Sohle des obersten Steinbruches
- 170 blaue Wulstkalke und Splitterkalke, Stylolithen
- 50—90 dünne Blaukalkplatten mit Mergel (f), leitend
- 50 dicke Muschelbänke, rasch wechselnd; Aufarbeitung
- 200 blaue Wulstkalke, unten Zinkblende (Sohle des 2. Steinbruches)
- 65 wulstiger Splitterkalk, fossilreich, *Pecten* von Austern besiedelt
- 20 Mergel und Kalk (g)
- 55 Knauerkalk und Schieferton, Myaciten
- 5—10 kristalline Muschelbank
- 30 schwarzer Schieferton (h)
- 60 wulstiger Splitterkalk
- 25 Wulstkalk und schwarzer Schieferton (i)
- 135 Blaukalkplatten, *Gervillia*, Myaciten
- 20 Kornstein, muschelreich
- 20 Schieferton und Kalk (k)

0,7 m *Cycloides*-Bank, Wulstkalke, *Lima*

Untere *Nodosus*- Platten:
- 55 Mergelschiefer und Kalkplatten, Bonebedreste
- 20 harte Muschelbank
- 300+ wulstige Blau- und Splitterkalke = „Kalkmassiv", oben einzelne *Coenothyris vulgaris var. cycloides*

## 90. Profil Tullau WNW Bergzunge.

U.L.:
- 30+ dunkle Schiefertone
- U.D.:
  - 45 gelbe Dolomite, unten lockerer
  - 10 graue Mergel
  - 20 gelbe, dolomitische Steinmergel
  - 35 dicke, gelbe Dolomitbank
- 50 gelbe, dolomitische Mergel, senkrecht klüftend, oben Bonebed, D.M.
- Blaubank hier undeutlich, in den umliegenden Profilen typisch mit Fluidalstruktur, Glaukonit, *Lingula*, *Estheria*, *Myophoria Goldfussi*:
  - 10 feste Mergelbank
  - 5 Schiefer
  - 30 Flammendolomit mit mehreren Bonebedlagen
- 85(—100) Vitriolschiefer:
  - 30 graue Mergelschiefer, rote Schlieren
  - 30 graugrüne Mergelplättchen
  - 25 dunkle Mergelschiefer
- 5 welliger Kalk
- 20—25 blauer, muschelarmer Kalk

3,7 m T.Sch.:
- 60—65 O.T.: Knauerkalk, Terebrateln treten etwas zurück gegen *Pecten laevigatus; Terquemia, Gervillia socialis, G. substriata, Ceratites semipartitus, Nautilus bidorsatus*
- 25—30 muschelreicher Splitterkalk, Sphärocodien
- 30—25 muschelreicher, poröser, kristalliner Kalk, Steinkerne, Sphärocodien, oben und unten Bonebed
- 240 graue Kalke, oben massig-kristallin, unten dünnbankig, gelb verwitternd; *Myophoria Goldfussi*, Crinoideenreste; oben manchmal Glaukonit; viele Stylolithenzüge
- 15 gelbe Mergel und dünne Kalke, Kiesbank

1 m H.T.: oben 20 Breccie von Schalen, dann 5 blättrig, 50 hellblau, unten 25 arm an Terebrateln; *Lima*, *Gervillia*, *M. Goldfussi*

3,4 m+ O.G.:
- 10 Mergel, Mi
- 100 Kalk und Schieferton, *Gervillia*, *Pecten*
- 110 festere Kalkbänke
- 120+ Schieferton und Kalk (Mii)

---

1 m Fr.Gr.:
- 20—25 Bonebedbank, rotbraun, reich, gelbe Mergelschmitzen wie bei Rothenburg, Aufwühlung des Untergrundes
- 50 rötlich verwitternde Muschelbank, *Gervillia*

## 91a. Profil Bibersfeld—Rieden, linkes Ufer.

8 m Obere Lettenkohle:
- 50+ graue Mergel, wenig unter dem Grenzdolomit
- 20 gelbe Mergel
- 120 graue und violette Mergel Blatt Hall No. 9

30 sandige Steinmergelplatten No. 8
40 Mergel
20 dunkle, kohlige Letten No. 7
130 graue Letten No. 6
40 gelbe Mergeldolomitplatten
60 grauer, fester Dolomit, gelb verwitternd, hervortretend No. 5
110 grüne und rote Mergel No. 4
135 Dolomite und dolomitische Mergel, zum Teil Zellendolomit No. 3
35 Dolomit, unten schwaches Bonebed

Sandstein:

5 Glaukonitsandsteinplatte
110(—250) sandige, graue Mergel No. 2
50(—100) sandige Mergel, in Sandstein übergehend
ca. 600 mächtige Sandsteinquader No. 1

## 91b. Profil Rieden, rechtes Ufer, oberhalb des Orts.

U.L.:

ca. 120 Mergel
40 gelbbraune Dolomite. U.D.
40 gelbe dolomitische Mergel. D.M.
35 Blaubank typisch, Blaukalk und Muschelbreccie, Bonebed und Glaukonit
70 grauer Schieferton
10 Plättchen
15—20 Schieferton
10 Mergelkalk und Mergel
} 105—110 Vitriolschiefer

0,7 m Fr.Gr.:

10 Bonebed, sandig, schwarz, braun verwitternd, Glaukonit. Aufarbeitung des Untergrundes
60 Splitterkalk, poröse Muschelbreccie, *Myophoria;* unten wellig

3,75 m T.Sch.:

70 O.T.: Knauerkalk, „Pelz", *Gervillia,* Terebrateln, *Terquemia, Pecten,* Austern (Besiedelung), *Cer. semipartitus*
35 Splitterkalk, Sphärocodien, unten Mergel mit Bonebed
40 Muschelbänke, Kornstein, Küstenkalke
105 weißgrauer „Sodastein", Stylolithen. Oben Sphärocodien, Bonebed
105 blaue Kalke, Stylolithen
20 Mergel und Schiefer, Kiesbank

1 m H.T.:

20 Terebratelbreccie
5—10 blättrige Schichten
75 hellblaue Terebratelbank

## 92. Profil Rieden, Weg nach Dendelbach.

U.L.:

350 Lettenkohlensandstein; auf der anderen Seite des Weges: Blaubank
90 Mergelschiefer; auf der anderen Seite des Weges: 100 Schiefer

0,75 m Fr.Gr.: harte Kalke

4,15 m T.Sch.:

60 O.T.: Pelz, fossilreich wie voriges Profil
15 verbackener Knauerkalk
25 Splitterkalk
15 Kornstein, rötlich, muschelreich
300 dolomitische Quader, drusig, gelb verwitternd, senkrecht klüftend. Unten Dolomit, mergelig. *Myophoria Goldfussi* in Schmitzen, Stylolithen

1 m H.T.: hellblau, unten mergelig

O.G.:

100 Gervillienplatten
200 festere Kalkbänke.

## 93. Profil Westheim N linkes Kocherufer[1]) [Wilhelmsglück (Ziegelhütte)].

U.L.:

30 harter, dolomitischer Kalk
50 gelber, dolomitischer Mergel
20 brauner Dolomit
} U.D.
ca. 50 Mergelschiefer = D.M.
40—50 Blaubank typisch (Beginn des Westheimer Profils)
100 Schieferton, unter der Mitte plattig

0,55 m Fr.G.:

55 Splitterkalk, oben rotbraunes Bonebed

3,85 m T.Sch.:

90 O.T.: Pelz, Knauerkalk, wenig Mergel, Terebrateln, *Gervillia, Pecten [Terquemia],* unten Zinkblende
35 wulstige Splitterkalke, Sphärocodien
10 Glaukonitbank
40 harte Muschelbank, rotbraune Steinkerne, Sphärocodien
30 hellblaue Küstenkalke
50 „Sodastein", grauer poröser Kalk, Stylolithen; *Fusus Hehlii*
80 graue Kalke; gelb, dünnschichtig verwitternd, Stylolithen
40 graugelber dolomitischer Mergelkalk
10 gelber Mergel
} Kiesbank

1,25 m H.T.:

20 blättriger Kalk, sehr viel Terebrateln (Breccie), *Lima*

1) Zwischen dem hohen Steinbruch und dem Ort verläuft eine Verwerfung von mindestens 40 m Sprunghöhe. Sie ist auf dem rechten Ufer erschlossen, wo man die treppenförmig abgesunkenen Schichten mit Rutschstreifen sieht. Die Muschelkalk-Lettenkohlengrenze liegt 340—345 m über NN, während in Westheim selbst (am Hirsch) in etwa 310—315 m über NN rote und grüne Gipskeupermergel anstehen. [Eckige Klammern beziehen sich auf Wilhelmsglück.]

10 Mergel und Kalk
95 blaue, reiche Terebratelbank, unten gelb verwitternd

3,8 m O.G.:
10 Mergel = MI
90 Kalk und Mergel, viele Gervillien *[Pecten laevigatus]*
65 dünne Kalkbänke, *Gervillia*
65 graue Kalke
10—15 gelbe Mergel = MII
25—30 harte Kalkbank, Bonebedreste
20 wulstig, knaueriger Kalk, *Gervillia*
75 Splitterkalk
20 Schieferton = MIII

4,1 m U.G.:
135 K.T.: oben Muschelbank, mitten knauerig, unten Küstenkalk mit schwarzen Fetzen, kleine Terebrateln, *Gervillia, Pecten,* Myaciten, *Ceratites nodosus*
10 Schieferton
65 Muschelbänke
15 Mergel und Kalk
130 dicke Kalkbänke, Oolithquader, kleine Sphärocodien
60 Wulstkalke und Mergel. [Austern, *Pecten, Terquemia*]

15,5 m Obere *Nodosus*-Platten (Rest):
20 Muschelbank
60 Wulstkalk [oben Mergel, *Gervillia, Lima*]
50 kristalliner Kalk, unten 5 Mergel
100 dicke Muschelbänke — Küstenkalkquader (unten a)
40 Wulstkalk
25 gelber Mergeldolomit, leitend (b)
40 Wulstkalk und Mergel (c)
100 Wulst- und Splitterkalk, unten Muschelbank
10 Mergel (d)
70 Wulstkalk
30 Splitterkalk
55 Blaukalkplatten und Mergel (e)
125 Splitterkalke, oben Muscheln, unten dünnbankig
90—100 dünne Blaukalkplatten und Mergel (besonders unten) (f)
50 Muschelbank, Kornstein
190 Blau- und Wulstkalk
15 Muschelbank
50 Knauerkalk
15 Mergelkalk (g)
70 Knauerkalk und dunkle Mergel, Myaciten
30 Mergel und Mergelkalk (h)
75 kristalline Muschelbänke und Wulstkalke
25 Knauerkalk
10 schwarzer Schieferton (i)
150 Wulstkalk
20 kristalline Muschelbank
20 Mergelschiefer und Mergelkalk (k)

0,6 m *Cycloides*-Bank, Muschelbänke und Blaukalk (bei Westheim Sohle des Bruchs = 10—11 m über dem Kocher)

Untere *Nodosus*-Platten:
60 Mergel und Kalkplatten (l)
25 Splitterkalk — Kornstein
300 Wulstkalke, mitten Muschelbank
} Kalkmassiv

## 94. Profil Adelbach (W) bei Ottendorf, unter H.T. kombiniert mit Ottendorf S.

U.L.:
ca. 150 schwarze und braune Letten
20 harte, dolomitische Kalkbank, Bonebed, *Myophoria Goldfussi*
60 kantig senkrecht klüftende Dolomite und Kalke, Kalkschmitzen, Gipskugeln
40 Muschelbänke und dolomitischer Kalk, Stylolithen
} U.D. = „Wilder"
30 gelber, dolomitischer Steinmergel
30 gelbgraue Mergel
} D.M.
25 Blaubank, wellig, Muschellagen und Blaukalk, mitten Bonebedreste und Glaukonit, unruhige Schichtung
100—110 Vitriolschiefer, „Leberkies", unter der Mitte plattig, unten sandige Bonebedlagen

0,25 m Fr.Gr.: graublauer Kalk, hervortretend, „Pflasterstein", oben Grenzbonebed mit Glaukonit, Aufwühlung des Untergrundes

3,7 m T.Sch.:
75 O.T.: Pelz mit Terebrateln, *Gervillia.* Gips = Steinmark
35 3 festere, graue Kalkbänke, unten Sphärocodien
} „Brockelfels"

45—50 Kornstein, Küstenkalk, schwarze Fetzen, muschelreich, *Trigonodus Sandbergeri*
5 Bonebed und Mergel
145—150 „Sodastein", feinporöser massiger Kalk, oben 5—10 Glaukonitkalk mit Sphärocodien, bei 55—60 großer 10 cm **hoher Stylolithenzug,** Zinkblende. Liegende Stylolithen durchkreuzen die aufrechten. *Myophoria Goldfussi* in Schmitzen bei 55 und 80. Terebrateln, *Myophoria laevigata.* „Steinmark", der Gips füllt rasch die Bohrlöcher aus. Unten senkrecht klüftend, gelb verwitternd
5—10 Mergel und blättrige Kalke
55—60 hellblauer Stylolithenkalk, Küstenkalk, viele schwarze Bänder; unten Mergel. *Pecten laevigatus*

1—1,2 m H.T.: hellblaue, dünnbankig verwitternde Kalke; seideglänzende, große Terebrateln. (Südlich Ottendorf schon 1,2 m)

3,4 m O.G.:
15 Mergel und Kalk
20 dünne Kalkbänke, *Gervillia,* unten eben abschließend
10 gelbe Mergel
} MI

160 dünne Kalkbänke, unten dicker, *Gervillia, Pecten*
5—10 dunkler Mergel (MII)
20 Splitterkalk
50 Knauerkalk, *Gervillia*, Austern
50 Splitterkalk; Küstenkalk
10—15 gelb verwitternde Mergel (MIII)

U.G.:

100 + K.T.: Brockelfels mit kleinen Terebrateln, *Pecten, Gervillia;* Zinkblende

## 95. Profil Groß-Altdorf S, linkes Kocherufer.

ca. 3 m Lettenkohlensandstein, die Talkante bildend, auch am Bahnübergang anstehend

5,5 in U.L.:
80 gelbe und grüne Mergel
100 schwarze Schiefertone
50 graue Mergel und Mergelschiefer
15 schwarze Schiefertone mit Bonebedlagen
25 Kalkbänke und gelbe Mergel, unruhig geschichtet } U.D.
120 gelbe Dolomite und graue Kalke
50 gelbgraue Mergelschiefer (D.M.)
20 Blaubank mit Bonebed, „Knaller"
90 schwarze Vitriolschiefer, Mergelschiefer, unter der Mitte plattig

3,3—3,5 m Sem.Sch.:
20 grauer Splitterkalk, oben wellig sandiges Bonebed mit Aufarbeitung des Untergrundes
60 dünne Kalkbänke, zum Teil pelzig, *Gervillia*, Stylolithen. Oben Sphärocodien
25 Splitterkalk mit Sphärocodien, Myophorien, Gervillien
15 Splitterkalk
30—35 muschelreicher Küstenkalk, Kornstein, Stylolithen, Crinoideenreste, besonders unten schöne Sphärocodien
100—120 „Sodastein" oder „Weißer Kalk". Oben Bonebed, Glaukonit, Sphärocodien, *Terquemia* senkrecht im Gestein sitzend; *Trigonodus Sandbergeri, Myophoria Goldfussi* (auch mitten), mitten hoher Stylolithenzug, unten senkrecht klüftend, gelb verwitternd
70 glatte blaue Küstenkalke zwischen Mergel; „Masten"

1,5—1,7 m H.T.: glatte, graue oder blaue „Masten" (rasches Wachstum, daher dieses Anschwellen), große Terebrateln, Kohle, Saurierwirbel. Unten dünnbankig

O.G.:
30—40 oben Mergel, dann knaueriger Kalk, unten ebenes Kalkbänkchen, *Gervillia, Lima*
5 Mergel
ca. 170 Splitterkalke mit *Gervillia.*

## 96. Profil Schleifrain bei Gaildorf.

Obere Lettenkohle ca. 10 m:
ca. 150 schwarze und graue Mergel
25—30 mergelige Bank, senkrecht klüftend
50 dunkle Mergel
40 gelbe und graue Mergel
50 schwarze Mergel
120 graue Steinmergel, senkrecht klüftend
70 kalkige Mergel, grau, fester
170 grauer Mergel—Steinmergel
ca. 200 Mergelschiefer, oben grau, unten schwarz
50 grauer kalkiger Steinmergel
50 glatter grauer Kalk, hervortretend, genau wie echter Muschelkalk

Sandstein:
50 schwarze kohlig-sandige Mergelschiefer
0—20 glimmeriger Sandstein, auskeilend

ca. 10 m U.L.:
50 schwarze Mergelschiefer
50 graue Mergel
200 graue, plattige Mergel
90 härtere, graue Mergel
150 grauschwarze Schiefer
25 Steinmergel—Kalk
120 grauschwarze Schiefer
30 Mergelbänke und Schiefer
45 grauer, fossilreicher Kalk, zum Teil dolomitisch, Muschelbank, Bonebed, *Pseudocorbula* } U.D.
50 senkrecht klüftende, graue, dolomitische Kalke
25 harte Kalkbank
40—50 Mergelschiefer. D.M.
25 Blaubank, typisch; Blaukalk und Muschelbank; Bonebed und Glaukonit
80—90 Vitriolschiefer: 45—55 dunkle Mergelschiefer
20 plattige Mergel
5 schwarzes sandiges Bonebed, Koprolithen
20 schwarze Schiefer

ca. 3 m T. Sch.:
5 Bonebedplatten mit Glaukonit
35 harter, kristalliner Kalk, Küstenkalk
20 wulstige Stylolithenkalke, Küstenkalke, *Gervillia, Trigonodus, Myophoria vulgaris*
25 wulstiger, harter, grauer Kalk, große Sphärocodien, Zinkblende
60 hellgraue Küstenkalke, Stylolithen, Sphärocodien, „Steinmark". Kocherbett

## 97. Profil Wolpertshof—Cröffelbach. (Zu Profil 97—106 vgl. Taf. VI [XXV].)

U.L.: Kalkbrocken und Schieferton

2—2,1 m Fr.Gr.:
- 110 *Trigonodus*-Kalk, Quader; oben sandiges Bonebed, Aufarbeitung, bei Bühlerzimmern oben Nagelkalk
- 10 Muschelbank
- 70 Blaukalk

ca. 3,5 m T.Sch.:
- 20 kristalline Muschelbank zwischen Schieferton, viele Terebrateln. O.T.
- 20 Knauerkalk
- 60 blauer Kalk
- 100 + Muschelbänke

## 98a. Profil Otterbach W.

ca. 8 m Obere Lettenkohle:
- 80 + gelbe Dolomitbänke (Grenzdolomit oder wenig darunter)
- 70 grünliche Mergel und Mergelschiefer
- 50 gelbe, dolomitische Mergel
- 10 braune, kohlige Schicht
- 180 Zellendolomite, gelbe Mergel und Mergelschiefer, oben gelbe Dolomite
- 200 dunkle Schiefertone, oben schwarz, kohlig; unten mergelig
- 80 geflammte Mergeldolomite, oben lockerer
- 150 Mergelschiefer und sandige Mergel

ca. 12 m Lettenkohlensandstein:
- 100 sandige Mergel und Sandstein
- 11 m Sandstein, Quader und Mergellagen wechselnd

## 98b. Profil Otterbach S.

2 m + Untere Lettenkohle und Dolomit verstürzt:
- ca. 30 Mergelschiefer. D.M.
- ca. 50 Blaubank typisch, Verknetungen von Blaukalk (Septarien) mit Muschelbänken
- ca. 90 Schieferton

4,8 m Sem.Sch.:
- 85 Muschelquader, Kornstein, rot, eisenschüssig, *Trigonodus, Myophoria vulgaris;* oben Bonebed
- 25—30 Muschelbank, Zinkblende
- 30 2 Kalkbänke mit weißen Einschlüssen

95 / 115
- 70 gelbgraue poröse Kalkbänke, viele zierliche Stylolithenzüge, stark wechselnd, unten muschelreich, *Gervillia* (O.T.?)
- 35—40 Wulstkalke, Stylolithen, *Gervillia, Pecten*

- 25 kristalline Küstenkalke, Sphärocodien
- 65 graue, glatte Kalke
- 30 knorrige Kalke
- 90 gelbgrauer Kalk
- 30 gelber Mergel und Mergelkalk, Kiesbank

0,6 m + H.T.: oben blättrig, hellblau

## 99. Profil Jagstroth O.

1,3 m Fr.Gr.: Quader, mitten knauerig

3,4—3,5 m T.Sch.:
- 20 Knauerkalk mit *Pecten, Gervillia.* O.T.
- 50—60 Muschelbänke, unten Sphärocodien
- 220 Kalke, oben muschelreich
- 40 gelbe Mergel und Mergelbank, Kiesbank

0,75 H.T.: oben blättrig, reich, *Lima, Gervillia;* unten 15 Kalk und gelber Mergel

3,3 m O.G.:
- 40 Mi: Mergel, mitten Kalkbank
- 50 Knauerkalk, unten Splitterkalk
- 20 Mergel und knaueriger Kalk
- 65 Splitterkalk, mitten gelber Mergel
- 40 blauer Wulstkalk
- 10 Mii: gelber Mergel
- 90 Wulstkalk und Mergel zwischen 2 Splitterkalkbänken
- 15—20 Miii: gelbgraue Mergelschiefer; mitten Kalkbänkchen

UG.:
- 45 K.T.: Brockelfels mit ziemlich Mergel, *Gervillia,* Myaciten, *Pecten* Ceratiten, Austernkolonien
- 95 Kornstein, Oolith, Sphärocodien
- 70 Mergel und Kalkplatten

## 100. Profil Sulzdorf O (Tälchen gegen Anhausen).

U.L.:
- 40 Kalk
- 60 gelbe Mergel } U.D.
- 30 gelber Dolomit
- 50 gelbe Mergeldolomite D.M.
- 15—25 Blaubank typisch, unten Koprolithenlager
- 100 schwarze Schiefertone

0,75 m Fr.Gr.:
- 5 Grenzbonebed mit Kalk verbacken, Glaukonit
- 30 Muschelquader
- 40 Wulstkalk mit Septarienrissen

3,9 m T.Sch.:
- 15 Wulstkalk, *Gervillia,* sehr wenig Terebrateln } 40 O.T.
- 25—30 Splitterkalk
- 35 muschelreiche Bank, *Trigonodus, Gervillia, Myophoria simplex, M. intermedia, Myacites elongatus,* Schnecken, unten Sphärocodien, Oolith
- 40 Sphärocodienkalk, oben Glaukonit
- 35 Splitterkalk mit Muscheln
- 90 gelbgraue, feinporöse Quader = Sodastein, unten Terebrateln, Stylolithen

125 grauer Kalk
30 blauer Mergelkalk, gelb verwitternd, Kiesbank 460—470

1 m H.T.:
10 Terebratelbreccie
5 blättrig-schiefriger Kalk
60 hellblaue Terebratelbank
30 H.T. arm, gelb mergelig verwitternd

3,25 m O.G.:
35 schwarze Schiefer und Kalkplatten MI
40 Muschelbänke, *Lima, Gervillia*
20 Wulstkalk und Mergel
40 Splitterkalk
35 Muschelbank, oben und unten Mergel
80 Splitter- und Wulstkalk
5 Mergel
50 Splitterkalk, mitten knauerig, unten muschelreich
10 schwarzer Schieferton
10 graues Kalkbänkchen und Mergel

ca. 2,6 m U.G.:
50 K.T.: Brockelfels mit *Gervillia, Lima, Pecten,* Austern
65—70 Kornsteinbänke I, Einschlüsse
30 dünnere Splitterkalkbänke, Aufarbeitung
15 Blaukalkplättchen, wenig Schieferton
20 Splitterkalk, Aufarbeitung, weiße Einschlüsse
80 Wulst- und Splitterkalk mit Mergel
— — — — — — — —?

*Nodosus*-Platten:
180 muschelreiche Kornsteine II, von vielen Stylolithenzügen zerteilt, unten sich auflösend
3 Schieferton
115 glatte, graue Kalke
25—30 Schieferton und Kalkplättchen
30 Blau- und Splitterkalk
35 schwarzer Schieferton und Kalkknollen
180 Splitterkalk und Blaukalk

## 101. Profil Stadel—Oberscheffach (rechtes Bühlerufer).

U.L.:
ca. 40 gelbe Dolomite (U.D.)
ca. 50—60 gelbe, dolomitische Mergel (D.M.)
30 Blaubank
95 graue Schiefertone, unter der Mitte plattig

---

0,65 m Fr.Gr.:
65 Muschelbänke — Quader, *Myophoria Goldfussi;* oben Bonebed in den Fugen des Kalkes, Aufwühlung

3,7 m T.Sch.:
30 wulstig verbackener Splitterkalk O.T.?
30 Kornstein, Küstenkalk
30 Wulstkalk mit *Pecten, Gervillia,* O.T.?
20 Sphärocodienkalk, glatt, blau
50 rötlicher Kornstein, Muscheln
70 Splitterkalke und Muschelbänke — Kornstein
100 grauer Kalk, oben 15 brocklig (GII), unten glatter Mergelkalk, gelb verwitternd
40 gelber Mergelkalk und Mergel, unten schwarzer Schieferton, K.

0,9 m H.T.: massig, blau, reich, oben blättrig verwitternd

3,1 m O. G.:
30 dünne Kälkbänke und Mergel, MI
95 Splitterkalk und dünne Blaukalke
5 Mergel
50 Blau- und Splitterkalk
5 Mergel = MII
65 dicke blaue Kalkbank
35 Knauerkalk und Mergel
15 Splitterkalk
15 Mergelschiefer = MIII

2,7 m (+?) U.G.:
35 Brockelfels = K.T.: *Lima, Pecten, Gervillia, Myacites, Rhyncholithes, Ceratites nodosus*
100—110 Muschelquader I; unten sich auflösend
50 dünne Kalkbänke und Mergel
70 Splitterkalk und Muschelbänke
10 Mergel und Kalk
— — — — — — — —?

ca. 16—17 m Obere *Nodosus*-Platten:
155 Muschelquader II, zum Teil rötliche Kornsteine, Sphärocodien, bei 65 Echinodermenreste
110 Küstenkalke und Splitterkalke, *Gervillia*
75 Blau- und Splitterkalke, *Gervillia*
ca. 80 Blaukalkplatten und Mergelschiefer (a?)
ca. 130 Splitterkalke
45 schwarzer Schieferton, unten Wulstkalk
30 kristalliner und Splitterkalk } (d)
20—25 grauer Mergelschiefer
ca. 200 Kalkbänke
ca. 140 dünne Blaukalke und Mergel (f)
20 dicke Kalkbank (leitend)
ca. 320 Kalkbänke, unten dicker werdend — Quader, Rippelmarken im Bachbett
80 Schieferton (h)
ca. 230 Wulstkalk, oben Kornstein
ca. 30 Mergelschiefer = K.

0,9 m *Cycloides*-Bank, oben Muschelbank, unten knauerig, 25—27 m unter der Grenze

x Untere *Nodosus*-Platten:
ca. 50 Mergelschiefer
ca. 5 m Blaukalkbänke, oben und unten Splitterkalkbänke, „Kalkmassiv"
x Mergelschiefer und Kalkbänke

## 102. Profil Bühlerviadukt—Talheim.

U.L.:

50+ Mergel
10—20 glaukonitreicher Kalk, kristallin, Blaukalkschmitzen, aufgewühlter Untergrund, Bonebedreste
5 graubrauner Mergel
60—70 Kalk und dolomitischer Kalk, senkrecht klüftend
20 graue Kalkbänke
} U.D.
50 graue und gelbe Mergeldolomite, unten senkrecht klüftend
35 gelbe, dolomitische Mergel
} D.M.
25—30 Blaubank mit dünnem Bonebed
80—90 Vitriolschiefer, mitten Plättchen und Bonebed

0,05 m Fr.Gr.: Grenzbonebed, rotbraun, mit Kalk verzahnt, aufgewühlter Untergrund typisch

3,6—3,7 m T.Sch.:

30—35 O.T.: Pelz, wenig Schiefer, Terebrateln, *Pecten*, *Gervillia*, *Terquemia*
35 4 Splitterkalkbänke
55 Sphärocodienkalk, Küstenkalk, Terebrateln, Sphärocodien, *Myophoria Goldfussi*
20 Splitterkalk
30 graue, feinkörnige Quader
150 hellgraue feinkörnige Quader = Sodastein, Stylolithen, Crinoideenreste, *Myophoria Goldfussi*
40 brocklige, gelbgraue Kalke und Mergel, viele *Pecten laevigatus*

1,05 m H.T.: eine dicke, hellblaue Terebratelbank

2,8 m O.G.:

35 MI: Mergel und dünne Kalkplatten
15 Splitterkalk, wenig Terebrateln, *Gervillia*
40 brocklige Kalke, *Gervillia*
50 hellblaue Splitterkalke
10 Mergel und knaueriger Kalk
30 dünne, hellgraue Splitterkalke
5 MII: Schieferton
55—60 Muschelbänke mit *Gervillia*, unten Küstenkalk
25 feinkörniger Kalk, Muscheln
10 MIII: grauschwarzer Schieferton

2,7 m U.G.:

155 Kornsteinquader I, Austernriffstruktur, Stylolithen; oben Glaukonit, Bonebedreste, Muschelbreccie, unten Zinkblende, Sphärocodien, Küstenkalk, Oolith
15—20 feinkörniger Kalk, Myophorien
5 Kalkbank voll weißer Einschlüsse
35 Wulstkalk und Mergel, *Pecten*
60 knaueriger Splitterkalk, „weiße Oolithe", Küstenkalk, *Myophoria Goldfussi*, *Pecten*, *Gervillia*, kleine Zweischaler, unten Sphärocodien
— — — — — — — —?

Obere *Nodosus*- Platten:

110—120 Muschelquader, Kornstein II, oben Sphärocodien. *Gervillia*, *Lima*
80 Sphärocodienkalk, kristalliner Küstenkalk, *Pecten*, Oolith
60 hellblaue Kalke

## 103. Profil Vellberg S (Steinbachtal und Eschenau kombiniert).

U.L.:

ca. 50 gelbe Mergel D.M.
ca. 40 Blaubank typisch, Bonebed im Blaukalk
ca. 100 graue Vitriolschiefer, unter der Mitte plattig

3,2—3,3 m T.Sch.:

5 Bonebed, mit Kalk verzahnt, Aufarbeitung
40 unregelmäßige, blaugraue Kalkbänke; oben Aufarbeitung, *Gervillia*, *Myophoria vulgaris*, Schnecken
50 Sphärocodienkalk in schönster Ausbildung, Sphärocodien gesteinsbildend, Glaukonit, Pyrit, Zinkblende
5 Mergel
55—60 grauer Splitterkalk — feinkörnige Quader, oben Muschelbreccie
60 Kornstein, oben Stylolithen, Terebrateln
3 Mergel
35 glatter, grauer Mergelkalk, senkrecht klüftend, gelb verwitternd
2—3 Mergel
65—70 dünne, graublaue Kalkbänke, unten immer mergelreicher
5 Mergel

0,9 m H.T.: hellblau, sehr reich, besonders mitten, *Pecten*, *Gervillia*

ca. 3 m O.G.:

30 Mergel und lockere Kalke, wenig Terebrateln MI
110 hellblaue Kalke, Stylolithen; vereinzelte Sphärocodien
40 dünne Kalkbänke und Mergel, *Gervillia*
40 Splitterkalk
25 knauerige Kalke
50 dicke, blaue Kalke — kristallin, Glaukonit; Sohle des Steinbruches im Steinbachtal

2,5 m U.G.:

10 Muschelbank zwischen Mergel
80—85 Kornstein I, unten Küstenkalk, schwarze Fetzen
55 kristalline Küstenkalkquader
40 graue Kalkbänke, wenig Mergel
65 Küstenkalke, „weiße Oolithe", *Lima*
5 Mergel
— — — — — — — —?

*Nodosus*-Platten:

120 rötlicher Kornstein II, unten Küstenkalk
80 Sphärocodienkalk, voller Muscheln
65 kristalliner Küstenkalk, *Pecten*
55 grauer Splitterkalk
30 Blaukalk mit Mergel

## 104. Profil Obersontheim N, linkes Ufer, hoher Steinbruch.

2 m + Lettenkohlensandstein und sandige Mergel; an der Mühle bis in die D.M. herabreichend

U.L.:

120 Mergel
20 blauer Kalk und Mergel
10 Blaukalk, zum Teil septarienartig; oben und unten sandiges Bonebed
20 grauer, dolomitischer Mergelkalk, gelb verwitternd
} 0,9 m U.D.
35—40 fester, dolomitischer Kalk
70 gelbe dolomitische Mergel und Steinmergel, zum Teil Zellendolomite, D.M.
10(—45) Blaubank, blauer und muschelreicher Kalk, Septarien, Bonebed, Koprolithen
50 Mergelschiefer, unten sandig, übergehend in
10 Sandsteinplatten, verkieselt (bei Untersontheim 0—2 cm)
35 schwarze Vitriolschiefer, weiß ausblühend
} Vitriolschiefer

3 m T.Sch.:

10 schwarzes Bonebed, Glaukonit, Aufarbeitung des Untergrundes
15 wulstiger Kalk, Sphärocodien
75 harter Küstenkalk, viel Organisches, Sphärocodien
70 Kornstein, oben Bonebed, Glaukonit, muschelreich, *Myophoria Goldfussi*, bei Untersontheim Sphärocodien
130 glatter blauer Kalk, Stylolithen, *Fusus Hehlii*, unten lockerer

1,1 m H.T.: glatter, grauer Kalk, auf frischer Bruchfläche Terebrateln reichlich

ca. 3 m O.G.:

5—10 schwarzer Schieferton MI
155 Stylolithenkalk, oben dünnbankig, unten massig
5 gelbe Mergel MII
140 grauer Kalk
— — — — — — — —?

U.G.:

50 Kornstein, Küstenkalk mit Glaukonit
100 + Kalk

## 105. Profil Obersontheim, rechtes Ufer.

ca. 5 m Lettenkohlensandstein:

ca. 400 sandige Mergel
100 Sandstein mit sandigen Mergeln, feinkörnig, Bänke bis 25 cm dick, am Dorf bis 80 cm

U.L.:

30 graubraune Mergelschiefer mit Sandsteinschmitzen
25—30 grobkörniger Sandstein, Tongallen, unten Koprolithen
15—20 dunkler Schieferton
25 grauer Mergelkalk, Platten, Bonebed, Glaukonit, *Lingula*, *Estheria minuta* in Massen
20 schwarzer Schieferton

2,7—2,8 m T.Sch.:

5 Grenzbonebed, Aufarbeitung
35 wulstige Kalkbänke, bis oben Sphärocodien
50 poröser Kornstein, Küstenkalk
5 gelber Mergel
60 feinporöser Kornstein, Schnecken, *Myophoria Goldfussi*, Glaukonit?
65 grauer Kalk, wulstig verwitternd
50—60 glatte graue Kalke, zum Teil gelb verwitternd

0,85 m H.T.: hellblau, *Pecten laevigatus*, obere Grenze nicht scharf

O.G.:

30 grauer Kalk und gelber Mergel
200 + Kalke mit Gervillien, ohne Terebrateln

## 106. Profil Obersontheim—Bühlerthann, Sägmühle, letzter Muschelkalkaufschluß.

Obere Lettenkohle:

ca. 100 gelber, dolomitischer Ockermergel
20—30 grauer Mergel
25—30 gelbbrauner Dolomit
100 grauer Mergel, ohne Grenze übergehend in

Lettenkohlensandstein:

600 schwarze Mergelschiefer, sandige Mergel und auskeilende Sandsteinschmitzen, bis 20 cm dick. Schrägschichtung; zum Teil bis auf die Blaubank hinabreichend, unten Bonebed

U.L.:

50 schwarze Schiefer
10—20 dolomitischer Kalk
50 Mergelschiefer (D.M.)
} oder Sandsteinschmitzen in Mergelschiefer
40—50 Blaubank, dünne wellige graue Kalkbänke und Ockermerkel, unten knauerig. Schalenmulm, *Myophoria Goldfussi*
20—25 schwarze Vitriolschiefer
25—30 grobkörniger, sehr harter Kalksandstein
45 Vitriolschiefer mit Bonebedbänkchen

2,4 m T.Sch.:

40—45 Küstenkalk, oben schwarzes Bonebed, braun verwitternd, Aufarbeitung, Pyrit, Glaukonit
50 grauer, poröser Kalk — Kornstein
3—5 Bonebed, Glaukonit
75 feinporöser Küstenkalk, aufrechte und liegende Stylolithen, *Myophoria Goldfussi*, oben einzelne Sphärocodien
70 grauer Kalk, ohne scharfe Grenze übergehend in

1,1 m H.T.: massiger, grauer Kalk, zum Teil hellblau, Stylolithen, besonders oben sehr große Terebrateln

O.G.: grauer Kalk.

## 107. Profil Steinbächle N und Unter-Aspach W (kombiniert bei H.T.).

2,3 m Fr.Gr.:
- 10 Bonebedbank
- 15 Blaukalk
- 110 Muschelquader mit Blaukalkknollen, *Trigonodus*
- 15 verbackener Knauerkalk
- 80 Muschelquader, *Myophoria vulgaris*

2,3—2,4 m T.Sch.:
- 60 O.T.: Knauerkalk mit Schiefer, viel Gervillien und Terebrateln, *Pecten, Terquemia, Lima,* Schnecken, Austernansiedlungen, *Rhyncholithes*
- 15 Muschelbank, Pseudo-Oolith
- 5 Mergel (Gi)
- 35 Splitterkalk mit Schnecken, oben Wülste, Austernknollen
- 40 verbackener Knauerkalk, Terebrateln, *Pecten*
- 35 feste hellblaue Kalkbank
- 35 gelbe, senkrecht klüftende Steinmergel } Kiesbank
- 10 Mergelschiefer }

460

0,9 m H.T.: oben blättrig, unten hellblau, sehr viel Terebrateln

3,3 m O.G.:
- 40—50 gelbe Mergel und Kalkbrocken Mi
- 80 Kalk und Mergel
- 50 dickere Kalkbänke, *Gervillia* von Austern besiedelt
- 50 Mergel und Kalk (Mii), *Gervillia*
- 80 Kalk, mitten lockerer
- 20 Schiefer und Kalk, Miii
- 160 Kornstein K.T.?
- 10 Mergel
- 300 Kornsteinfelsen

## 108. Profil Hörlebach W.

U.L.:
- ca. 60 Schiefer D.M.
- 60 Blaukalk mit scharf abgegrenzten schwarzen Bonebedlagen, Glaukonit, *Myophoria Goldfussi*
- 100 grauer Schieferton, unten Bonebedbänkchen V.

---

0,7 m Gl.K.:
- 15—25 Glaukonitkalk, quarzreich, drusig, Bonebed, Mächtigkeit rasch wechselnd
- 25—15 muschelreicher Bonebedkalk, verkieselt, Glaukonit, wellige Oberfläche
- 25 Splitterkalk

1,3 m B.T.:
- 40 Blaukalkbänkchen und Schieferton
- 30 verbackener Knauerkalk, Muscheln, unten 3 cm Mergel
- 55 feste Kalkbank, grau, Stylolithen, *Trigonodus Sandbergeri, Myophoria vulgaris*
- 5 Schieferton

2,7 m T.Sch.:
- 80 O.T.: Knauerkalk, unten fester
- 5 Mergel (Gi)
- 30 Splitterkalk, *Myophoria*
- 130 hellblaue Kalkbänke, oben Terebrateln
- 25 Schiefer und dünne Kalkbänke, Kiesbank

470

H.T.: hellblaue Terebratelkalke

## 109. Profil Ilshofen—Schmerachtal (Lerchenmühle).

U.L.:
- 30 knollige Blaukalkbänke
- 30 gelber Mergel, welliger Blaukalk, Kalkknollen
- 25 Blaubank typisch
- 100 dunkler Vitriolschiefer, unten Bonebedlagen.

---

1,6—1,7 m Fr.Gr.:
- 25 Glaukonitkalk, schwarz, braun verwitternd, ganz mit Bonebed erfüllt, Aufwühlung des Untergrundes, *Myophoria Goldfussi*
- 130 kristalline und Splitterkalke, zum Teil Quader
- 5 Mergel

2,3 m T.Sch.:
- 60 O.T.: oben Muschelbank, unten Knauerkalk mit Schieferton; sehr viel Terebrateln, *Gervillia, Pecten, Terquemia,* Schnecken
- 20 Knauerkalk mit Sphärocodien
- 40 2 Bänke Splitterkalk, Baustein
- 30 knauerige Terebratelbänke
- 80 hellblaue Kalke, unten Mergel (Kiesbank)

400

0,9 m H.T.: oben blättrig, unten fester

3,2 m O.G.:
- 60 Mi: Mergel, oben gelber Mergelkalk
- 40 Splitterkalk mit Muscheln
- 15 Mergel und Kalk
- 40 Muschelbänke
- 10 gelber Mergel
- 50 Kalk und Mergel, Myaciten
- 25 Mergel (Mii oder Miii?)
- 70 Muschelbänke, Blau- und Splitterkalk
- 10 Mergel mit *Gervillia*
- — — — — — — — —?

U.G. und *Nodosus*-Platten:
- 50 Muschelquader I, Küstenkalk, Glaukonit, Oolith K.T.?
- 5 Mergel
- 45 Muschelbänke, Sphärocodien
- 70 Muschelquader, Sphärocodien
- 10 Mergel und Kalk
- 70 Muschelquader, Sphärocodien
- 70 Wulstkalk, unten locker, *Gervillia*
- 20 Splitterkalk
- 90 Wulstkalke und Muschelbänke
- 10 gelbe Bank, senkrecht klüftend
- 50+ Kalk und Mergel

## 110. Profil Kirchberg SSW. (Vgl. Taf. VII [XXVI].)

U.L.: Verstürzte Dolomite, Schiefer und Zellendolomite
70—80 Blaubank, oben kristalline Muschelbank, mitten gelber Mergel, unten Blaukalk und kristalline Bänke mit Bonebed
100 schwarze Schiefertone, mitten dünnes Bonebed, darunter plattig

---

1,25 m Fr.Gr.:
10 schwarze Bonebedplatten, braun verwitternd, *Lingula, Estheria, Myophoria,* Trockenrisse
10 Bonebedkalk, Glaukonit
40 harter, kristalliner Kalk, Bonebed, Drusen; *Pseudocorbula gregaria, Myophoria vulgaris*
65 Splitterkalk und grauer Kalk, zum Teil löcherig, oben Muscheln, Sphärocodien

1,9 m T.Sch.:
45 O.T.: Pelz, Kalkknauern und Schiefer, Terebrateln, *Gervillia*
50 Splitterkalk, unten kristalliner Küstenkalk mit Zinkblende, bei Lendsiedel mit Glaukonit, Oolith
10 lockere Schichten — grauer Kalk, Terebrateln, *Pecten,* Sphärocodien
80 hellblaue und Splitterkalke, Terebrateln, *Gervillia, Pecten*
5 gelber Mergel

0,85 m H.T.: hellblau (wird abgebaut), seideglänzende Terebratelschalen, *Pecten*

O.G.:
5 Mergel
120+ Splitterkalk und kristalliner Kalk, bei Lendsiedel 3,7 m unter H.T.: Muschelquader, 2,5 m dick.

## 111. Profil Kirchberg—Lobenhausen, zu beiden Seiten der Straße.

0,8 m Fr.Gr.:
10 Bonebed
70—75 Blau- und Splitterkalk

2 m T.Sch.:
50 O.T.: Knauerkalk (Pelz) mit Terebrateln, *Gervillia, Pecten, Gervillia costata.* Stylolithen in *Pecten* eindringend
25 muschelreicher Splitterkalk, Sphärocodien
15 lockerer Kalk mit Terebrateln
40 hellblauer Kalk, gelb verwitternd
10 Mergel (Gii), *Gervillia substriata*
55 hellblauer Kalk in dünnen Bänken, *Pecten*
5 Mergel

0,7 m H.T.: hellblau, besonders oben reich, *Gervillia, Pecten*

1,8 m O.G.:
25 gelber mergeliger Brockelkalk Mi
55 dickere Splitterkalkbänke
45 Kalkplatten, wenig Mergel
45 muschelreicher Splitterkalk
5—10 gelber Mergel
— — — — — — — —?

2,1 m U.G.:
40 Kornstein, schwarze Einschlüsse, unten Sphärocodien, Glaukonit
25 Muschelbänke, Küstenkalk (K.T.?), Austern, *Gervillia*
70 Muschelquader, unten Küstenkalk, Glaukonit, *Myophoria, Gervillia,* Sphärocodien
15 Mergelschiefer, wenig Kalk
40 verbackener Wulstkalk, *Lima,* Myaciten, *Pecten, Myophoria*
20 lockerer Kalk, seitlich Quader
— — — — — — — —?

*Nodosus*-Platten:
200 Muschelquader, *Ceratites nodosus major,* Sphärocodien, besonders unten schön, mitten Glaukonit, *Myophoria Goldfussi,* darunter Oolith
50 Mergel und Kalk
10 Splitterkalk
100 Kalkbänke
120+ Muschelquader

## 112. Profil Lobenhausen O—Bernstein (Felsenhorizont).

0,9 m Fr.Gr.:
5 rotbraunes, sandiges Bonebed, darüber viel Sand und Mergel der Lettenkohle (die auf der Karte 1:50000 nicht eingezeichnet ist)
50 Splitterkalk
10 gelbblauer Kalk
30 Splitterkalk mit Sphärocodien

1,6 m T.Sch.:
30 O.T.: Knauerkalk und gelber Mergel, *Gervillia*
50—55 Splitterkalk
5 Mergel
10 Muschelbank, Sphärocodien
60 grauer Splitterkalk

0,8 m H.T.:
30—40 Terebratelbank mit kleineren Terebrateln
20—25 grauer Kalk, locker, gelb mergelig verwitternd
20—25 Bank mit großen Terebrateln

1,9 m O.G.:
30 knaueriger Kalk zwischen Mergel, Crinoideenreste
80 Splitterkalk, oben lockerer
80 dickbankige Splitterkalke — Quader
— — — — — — — —?

2,6 m U.G.:
60—65 feinkörnige Quader
25 gelber Mergelkalk
55 dünne Kalkbänke, unten sehr muschelreich

5 gelbe Mergel
20 sehr reiche Muschelbank, Austern, viele *Myophoria Goldfussi*, Sphärocodien
25 Küstenkalk
10 gelbe Mergel und Kalk
35 gelbe und graue Wulstkalke, verbacken
20 Splitterkalk, unten Mergel
— — — — — — — —?

11,7 m + *Nodosus*-„Platten“:
150—160 Muschelquader, unten reich an Sphärocodien
50 lockere Kalkbänke
20—30 Muschelbank; hervortretend
10 gelbe Mergel (b?)
60 knaueriger Kalk und Mergel
75 Knauerkalk zwischen 2 Splitterkalkbänken
15 Knauerkalk
110 Quader, zerteilt bei 30
25 Mergelkalk
15 Muschelbank
100 Kalkplatten und Mergel, wenig Muschelbänke
35 Quader, hervortretend
30 gelber Mergel
75 dünne Splitterkalke
110 feinkörnige Muschelquader, oben Schrägstruktur
25 gelber Mergeldolomit
45 poröse Muschelquader
25 Muschelbänke
85 Mergelkalk, gelb verwitternd
95 Quader, mitten porös, bankig

## 113. Profil Erkenbrechtshausen NO.

U.L.:
15 Blaukalk
20 Kalk und Mergel
70 gelbgrauer Dolomit, oben mergelig } 1,4 m U.D.
15—20 dunkler Schieferton
20 gelbbrauner, dolomitischer Kalk
45 gelbe Mergel D.M.
40 Blaubank typisch, Bonebed
100 graue Schiefertone, mitten braunes Bonebed V.

0,5—0,6 m Fr.Gr.:
15—20 Bonebedplatten und Mergel
35—40 Splitterkalk, Muscheln, oben Bonebed mit Kalk verzahnt, Aufwühlung

1,8 m T.Sch.:
60 O.T.: Pelz, mitten lokal festeres Bänkchen, Terebrateln, *Gervillia*
15—20 Küstenkalk mit Sphärocodien
10 Knauerkalk
40 gelbgrauer Kalk, oben Sphärocodien
50 Splitterkalk

1 m H.T.: oben hellblau, unten graugelb. Terebrateln besonders auf frischem Bruch, *Gervillia*

G.:
10 gelbe Mergel
90 kristalline und Blaukalke, *Gervillia*
115 Quader, *Ceratites intermedius*. Bei 70 Mergellage
40 Knauerkalk, verbacken (K.T.?), muschelreich, oben Mergel (5)
45 Muschelquader
dünne Kalkplatten

## 114. Profil Gaismühle N.

ca. 0,4 m Fr.Gr.:

1,3 m T.Sch.:
30 O.T.: Pelz
25 Splitterkalk
20 Kornstein mit Sphärocodien
25 Splitterkalk
5 Mergel
25 Muschelbänke

0,25 m H.T.: oben große Terebrateln

ca. 2,3 m O.G.:
20 Splitterkalk, wenig Sphärocodien } ev. noch zu H.T.
10—15 gelbe Mergel
15 Muschelbank
5 Mergel
140 Splitterkalkbänke
15 Muschelbank
20 Küstenkalk zwischen Mergel
— — — — — — — —?

ca. 1,8 m U.G.:
50 Muschelquader
35 knauerige Bank, kleine Muscheln, Sphärocodien, „Fucoiden“
5 Mergel
55 Splitterkalk
40 lockere Kalke, *Myophoria vulgaris*, unten Mergel
— — — — — — — —?
35 Splitterkalk — Brockelkalk, Sphärocodien *Pecten, Lima, Gervillia*, Myophorien
60 Quader, *Lima, Pecten*, Sphärocodien
60 + Splitterkalk

## 115. Profil Tiefenbach.

U.L.:
20 harter, dolomitischer Kalk } 1 m U.D. „Crailsheimer *Trigonodus*-Dolomit“
25 mergeliger Dolomit
55 harter Kalk — Dolomit
20 gelbe dolomitische Mergel } D.M.
20 Schiefer
25 gelbe dolomitische Mergel
5—10 Porenbank

30 Blaubank typisch, Muschelbänke, Blaukalk, Bonebed, unten Knollen
100 Vitriolschiefer mit Bonebed (V)

---

0,35 m Fr.Gr.: Bonebed und Kalk

2,1 m T.Sch. + H.T.:
50 O.T.: knorriger Pelz mit Schiefer, Terebrateln, *Gervillia, Myacites*
20 Splitterkalk mit schwarzen Einschlüssen und weißen Schlieren
5 brocklige Bank
25—30 Splitterkalk, oben mit Sphärocodien
30 hellblauer Kalk, oben sehr reich an kleineren Terebrateln; *Gervillia* H.T.?
30 gelbgrauer Kalk, Terebrateln
20 Splitterkalk, dicke Terebrateln H.T.
30 gelb verwitternder Kalk mit wenig Terebrateln

2 m O.G.:
30 Splitterkalk, unten Mergel
50 Splitterkalk
35 „Feurige", Kalkbank
65 Küstenkalk
15 Mergel, blättrig MIII?
— — — — — — — —?

2,1 m U.G.:
85 Splitterkalk mit Blaukalkschmitzen, *Pemphix;* K.T.? oben Muscheln, *Gervillia,* unten Küstenkalk, Glaukonit, unruhige Schichtung, ZnS.
10 Schiefer
120 Splitterkalk mit Stylolithen, Küstenkalk, unten brocklig (20)
— — — — — — — —?
60—70 Kornstein, Küstenkalk, Glaukonit in den Stylolithenkappen stark angereichert, ZnS., große Gervillien, *Myophoria*
10 blättriger Kalk
30 Knauerkalk, Küstenkalk, Sphärocodien
20 Splitterkalk, Küstenkalk mit Sphärocodien
35 Kornstein mit Sphärocodien
100 Knauerkalk und Muschelbänke

## 116. Profil Crailsheim, linkes Jagstufer.

U.L.:
ca. 400 Schiefer, schwarz und gelbbraun
30 gelbe Dolomitmergel mit Pyrit
25—30 „Glaukonitkalk", harter dolomitischer Kalk, oben Bonebed, wenig Glaukonit
25 dolomitischer Mergel
45—55 harter, dolomitischer Kalk
} 1 m U.D. „Crailsheimer *Trigonodus*-Dolomit"
35 Blaubank mit schwarzem Bonebed, oben Porenbank.
90—100 Vitriolschiefer, schwarz, Bonebedlagen mit Glaukonit; Pyrit (V)

---

ca. 1—1,5 m T.Sch. + H.T.:
40—50 O.T.: Pelz typisch; oben zusammenhängendes Bonebed; nach Norden anschwellend (65)
65 harter Kalk, Küstenkalk, oben Bonebed, Terebrateln, *Pecten,* Glaukonit
ca. 3 m Splitterkalke und Muschelbänke, überall Bonebedreste

## 117. Profil Neidenfels—Sattelweiler.

U.L.:
50—60 graue, harte, dolomitische Kalkbänke, braun verwitternd, mitten muschelreich, *Myophoria Goldfussi*
40 gelbe, dünnplattige, dolomitische Mergelkalke
} U.D.
60 dolomitische Mergel, oben welliger Blaukalk D.M.
50 Blaubank, oben Porenbank, unten Bonebed in Blaukalk
100 schwarzer Schieferton, Vitriolschiefer, mitten Bonebed (V)

---

0,3 m Fr.Gr.:
20 kristalline Bonebedbank, sehr reich, Glaukonit
5—10 homogener blauer Kalk

0,8 m T.Sch.:
5 Bonebed mit Terebratelbank verzahnt
30 O.T.: Pelz, Knauerkalk mit Terebrateln, *Gervillia, Terquemia, Pecten*
50 Splitterkalk, unten kristallin

0,9 m H.T.: hellblauer Küstenkalk, gelb verwitternd, Terebrateln

4,5 m G.:
30 kristalliner Küstenkalk
75 hellblauer splittriger Küstenkalk
70 kristalliner Küstenkalk, „Kornstein", schwarze Schichtflächen
100 Küstenkalkquader, zum Teil weißgrau K.T.?
40 Küstenkalkquader, viele Muschel- und Bonebedreste, Glaukonit
70 glatte Küstenkalke mit Mergel
25 Knauerkalk mit *Myophoria Goldfussi*
45 Wulstkalk
— — — — — — — —?

*Nodosus*-Platten:
45 Muschelquader, Küstenkalk
85 Küstenkalkquader, Sphärocodien
50 lockere Küstenkalke, *Gervillia, Pecten*
160 Knauerkalk mit viel *Gervillia, Pemphix,* unten hart, muschelreich, *Lima*
60 Kornstein
60 Mergelschiefer und Mergelkalk
20 Muschelbank
35 Mergelschiefer.
120 Muschelquader, Küstenkalk
x Flammendolomit

## 118. Profil Heroldshausen O.

U.L.: Schieferton (V)

1—1,1 m Fr.Gr.:
- 10 Bonebedsandsteinplatte, hart, verkieselt
- 5—10 Mergel
- 30 blättrige Muschelbank, unten Blaukalk mit Septarienrissen und Mergel
- 15—20 ebene Blaukalkbank, senkrecht klüftend
- 35 verbackener Wulstkalk und Splitterkalk
- 5 Schieferton

1,7 m T.Sch.:
- 45—50 O.T.: knorriger Pelz, wenig Schiefer, oben fester, sehr reich, Terebrateln, Gervillien, *Pecten, Terquemia*
- 40 kristalline Bank, Muschelreste
- 15 Splitterkalk mit Muscheln zwischen wenig gelben Mergeln
- 55—60 grauer, dünnschichtiger Kalk, wenig Mergel, Terebrateln, *Pecten* mit *Ostrea sessilis*
- 10—15 etwas festerer Kalk, Terebrateln

0,4 m H.T.: typisch, reich, hellblau

O.G.:
- 15 Küstenkalk und Mergel
- 65 dünne Kalkbänke und Mergel, *Pecten, Gervillia, Lima,* Myaciten, sehr wenig Terebrateln
- 35—40 kristalliner Küstenkalk, Zinkblende
- 60 Splitterkalk

darunter Wellenfurchen 50 cm breit, ca. 5 cm hoch, über 2 m lang auf der Schichtfläche, wenig tiefer ca. 2,1 m unter H.T. bei Gaggstadt Muschelquader

## 119. Profil Brettenfeld Ort und W.

U.L.:
- 60+ Dolomit mit Bonebedresten U.D.
- 60—70 dolomitische Mergel
- 20 Blaubank, Porenbank, *Myophoria Goldfussi*
- 100 schwarze Schiefertone, V.

0,7 m Fr.Gr.:
- 5 2 braune, sandige Bonebedbänkchen
- 45—50 schwarze Schiefertone, unten dolomitisch
- 20 blauer Splitterkalk

T.Sch. etc.:
- 55 O.T.: Pelz mit viel Terebrateln; *Gervillia, Terquemia,* unten fester
- 20 gelbe, dolomitische Mergel
- 30 harte, kristalline Muschelbank, Terebrateln
- 60 hellgrauer Mergelkalk, gelb verwitternd, senkrecht klüftend
- 60 graue Brockelkalke
- 200 graue und blaue wulstige Kalke, fossilarm
- 80 gelb und blaue Kalke, wulstig (K.T.?)
- 40—45 grauweißer Kornstein, leitend
- 60 Küstenkalke, unten gelber Mergel
- 30 Kornstein, Küstenkalk, Crinoideenreste
- 140—150 blaue Kalke mit gelbem Mergel
- 120 Küstenkalke, Muschelquader mit Glaukonit

Oestlich Brettenfeld:
- ca. 3,5 m gelbe Dolomite im Gervillienkalk, oben dolomitische Terebrateln

## 120. Profil Wolfskreut SO.

U.L.: Blaubank typisch, mit braunem Bonebed
- Mergelschiefer
- 5—10 sandiges Plättchen mit Glaukonit
- 30—40 gelbe Mergel

2,3 m T.Sch. + H.T.:
- 5—15 Grenzbonebed sandig, Glaukonit; Schmitzen von dolomitischem Mergel, Fluidalstruktur, Aufarbeitung des Untergrundes. *Myophoria Goldfussi, M. vulgaris*
- 10 Muschelbank mit Knochen, unten schon Sphärocodien, *Gervillia,* Terebrateln, *Lima*
- 20 Sphärocodienkalk
- 70 Kornstein, *Ostrea sessilis* auf der Schichtfläche
- 80 Kornstein mit Sphärocodien, Terebrateln ziemlich reichlich, H.T.?
- 35 gelber Mergelkalk mit Terebrateln

O.G.:
- 20 Küstenkalk
- 20 Küstenkalk mit Sphärocodien
- 35 Küstenkalk

## 121. Profil Gammesfeld N.

U.L.:
- 30—40 typische Blaubank: Blaukalk und Muschelbänke, *Myophoria Goldfussi,* Austern, unten Nagelkalk, Bonebed und Blaukalk
- 120 graue—gelbbraune Mergelschiefer, bei 55 Bonebed, bei 90 feinkörnige Sandsteinplatten
- 40—45 Sphärocodienkalk, Küstenkalk, Glaukonit
- 90 Muschelbänke — Quader, schöne Sphärocodien, Terebrateln
- 45 gelbgraue Kalke, glatt, unten etwas Mergel
- 40 graue Kalkbank
- 70 dünnschichtig verwitternde gelbgraue Kalke

- 10 Bonebed, reich, Glaukonit, Aufarbeitung des Untergrundes
- 15—20 kristalliner Kalk, wenig Terebrateln, unten einzelne Sphärocodien
- 60—80 oolithische Quader, verkieselt; Sphärocodien
- 50 Dolomitbänke
- 120 Oolithquader
- 120 Kalk und Oolith

## 122. Profil Bossendorf NW.

U.L.: Blaukalkbrocken
80 + graue Mergelschiefer

1,8 m T.Sch.:
10 hartes, sandiges Bonebed, Glaukonit
30 Sphärocodienkalk, unten sehr schöne Sphärocodien
20 Splitterkalk mit Sphärocodien
25 sehr reicher Sphärocodienkalk, glatte Kugeln, Terebrateln, *Myophoria Goldfussi*
35—50 oolithischer Kornstein, Glaukonit, Terebrateln
40 Splitterkalk
10 feinkörniger, weißgrauer Kalk, Stylolithen, oben *Ostrea sessilis*

0,75 m H.T.: feste Quader, bei 25—50 sehr reich
25 graugelbe, feinkörnige, dolomitische Kalke mit Terebrateln

## 123. Profil Spindelbach, Erdfall.

U.L.:
50 graue, dicke, senkrecht klüftende Steinmergelbänke; Bonebedspuren
40 graue Mergel
30 graue Mergelschiefer
5 graues, hartes Bänkchen
110 schwarze Schiefertone

1,55 m T.Sch.:
5—10 hartes Grenzbonebed
20 Splitterkalk
50—55 Kornstein mit Sphärocodien, Glaukonit
35 Splitterkalk, Terebrateln
20 Küstenkalk, schwarze Einschlüsse; weiße Sedimentfetzen
25 feinkörniger, weißgrauer Kalk mit Stylolithen, Terebrateln

0,6 H.T.: weißgrau, feinkörnig, hart
70 dolomitische Schichten, gelb verwitternd, oben wenig Terebrateln
60 Splitterkalke

## 124. Profil Schmalfelden.

70 + braune Mergelschiefer

Fr.Gr.:
10 Bonebedplatten, arm
T.Sch.:
40 O.T.: wulstig knorrige Kalke, Terebrateln, *Terquemia*, *Myalina eduliformis*
35 Kalkbänke mit Terebrateln, wulstartige Riffbildungen
35—40 Sphärocodienkalk, Terebrateln
180—190 Muschelriffquader, zum Teil etwas dolomitisch, *Pecten laevigatus*, Terebrateln, oben Sphärocodien, unten Mergelschmitzen
40 gelber dolomitischer Mergelkalk

### Kalkfacies W.

| Profil | Fr.Gr. | Sphär.-Kalk | T.Sch. | S.Sch. | H.T. | O.G. | Tiefe von K.T. | Tiefe von T.H. | S.Sch. + G. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Herdlingshagen | 320 | 370—410 | 300 | 620 | 80 | — | — | — | — |
| Uebrigshausen | 330 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Staigenhaus | 350 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Gailenkirchen | 330 | — | 320 | 650 | 110 | 350 + | 1100 + | — | — |
| Wackershofen | 330 | 390—405 | — | — | — | — | — | — | — |
| Schleifklinge | — | 260—300 | — | 560 | 85 | — | — | — | — |
| Gottwollshäuser Steige | 160—170 | 220—320 | ca. 380 | ca. 540 | — | — | — | — | — |
| Heimbacher Steige | 150—160 | 240—340 | 380 | 530 | 100 | 420 | 1050 | 1280 | 1410 |
| Bahnhof Hall | 150—160 | 210—300 | — | — | — | — | — | — | — |
| Raibacher Steige | 130 | 240—310 | ca. 370 | 500 | — | — | — | — | — |
| Hagenbach O | 110 | 190—220 | 360 + | ca. 490 | — | — | — | — | — |
| Tullau, Bergzunge | 100 | 160—220 | 370 | 470 | — | — | — | — | — |
| „ Sattel | 95 | 155—210 | 370 | 465 | 100 | 340 + | — | — | — |
| Rieden W | 70 | 140—180 | 375 | 450 | 100 | — | — | — | — |
| „ SO | 75 | 150—180 | 415 | 490 | 100 | 300 + | — | — | — |
| Westheim | 55 | 145—240 | 390 | 445 | 125 | 380 | 950 | 1160 | 1360 |

| Profil | Fr.Gr. | Sphär.-Kalk | T.Sch. | S.Sch. | H.T. | O.G. | Tiefe von K.T. | Tiefe von T.H. | S.Sch. + G. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Veinau | 280 | 340—380 | 300 + | 580 + | — | — | — | — | — |
| Gelbingen O | 250 | 290—320 | 310 | 500 | 90 | — | — | — | — |
| Weckrieden—Hall | 170 | 250—380 | 370 + | — | — | — | — | — | — |
| Komburg O | 130 | 180—260 | — | — | — | — | — | — | — |
| Hessental W | ca. 90 | 150—230 | ca. 400 | 490 | 85 | 360 | 930 | 1100 (+?) | 1340 |
| Wilhelmsglück | 40 | 200—220 | 360 | 400 | 120 | — | — | — | — |
| Adelsbach | 25 | 100—200 | 370 | 395 | 100 | — | — | — | — |
| Ottendorf | 25 | — | 355 | 370 | 110 | — | — | — | — |
| „ S | 25 | 120—170 | 340 | 365 | 120 | 345 | 830 | — | — |
| Eisenbahnbrücke | 20 | 70—170 | 330 | 350 | 90 + | — | — | — | — |
| Mühle | 20 | 70—170 | 310 | 330 | 150—170 | — | — | — | — |
| Schleifrain | — | 60—100 | — | — | — | — | — | — | — |
| Hergershof | ca. 300 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Bühlerzimmern | 270 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Wolpertsdorf | 200—210 | — | 350 | 550 | — | — | — | — | — |
| Otterbach | ca. 150 | 240—270 | — | 480 | 60 + | — | — | — | — |
| Jagstroth | ca. 130 | 150—200 | 345 | 475 | 75 | 330 | 880 | — | — |
| Sulzdorf | 75 | 120—190 | 390 | 460 | 100 | 325 | 880 | — | — |
| Steinbächle | ca. 220 | — | 230 | 460 | 90 | 330 | 880 | — | — |
| Stadel | 60—120(?) | 155—175 | — | 430 | 90 | 310 | 830 | — | 1090? |
| Kerleweck | 60—120(?) | 130—180 | — | ca. 410 | 90 | 320 | 820 | — | — |
| Bühlerviadukt | 5 | 70—130 | 365 | 370 | 100 | 280 | 750 | — | 1020? |
| Vellberg N | 5 | 70—130 | 370 | 375 | 100 | ca. 280 | 750 | — | — |
| Vellberg S | — | 55—105 | 330 | 330 | 100 | — | — | — | — |
| Steinbachtal | — | 50—100 | 330 | 330 | 90 | — | — | — | — |
| Eschenau | — | 50—100 | 330 | 330 | 90 | 300 | 720 | — | 970? |
| U.-Sontheim | — | 25—115 | 300 | 300 | 80 | — | — | — | — |
| O.-Sontheim N | — | 5—100 | 310 | 310 | 100 | 300 | 710 | — | — |
| „ S | — | 0—40 | 280 | 280 | 85 | — | — | — | — |
| „ S | — | 0—110 | 240 | 240 | 110 | — | — | — | — |

## Kalkfacies O.

| Profil | Fr.Gr. | Sphär.-Kalk | T.Sch. | S.Sch. | H.T. | O.G. | Tiefe von K.T. | S.Sch. + G. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Hörlebach | 200 | — | 270 | 470 | 30+ | — | — | — |
| Rudelsdorf | 200 | — | 125+ | — | — | — | — | — |
| Ilshofen | 170 | 220—240 | 230 | 400 | 90 | 240+ | 730 | — |
| Lendsiedel | 140 | — | 190 | 330 | 70 | 260 | 600 | — |
| Kirchberg SW | 125 | 220—230 | 190 | 315 | 85 | — | — | — |
| „ S | 100 | — | 200 | 300 | 65 | — | — | — |
| Lobenhausen | 80 | 130—155 | 200 | 280 | 70 | 180 | 530 | 740 |
| Triensbach | 60 | — | 175 | 235 | 65 | — | — | — |
| Erkenbrechtshausen N | 55 | 115—180 | 180 | 235 | 100 | — | — | — |
| Tiefenbach | 35 | 110—140 | 160 | 195 | 50 | 200 | 445 | 655 |
| Weidenhäuser Mühle | 25 | — | — | — | — | — | 425 | — |
| Crailsheim S | 5—10 | — | 135 | 140 | 20 | — | — | — |
| „ S | — | — | — | — | — | — | — | — |

| Profil | Fr.Gr. | Sphär.-Kalk | T.Sch. | S.Sch. | H.T. | O.G. | Tiefe von K.T. | S.Sch. + G. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Gagstadt | 120 | — | 180 | 300 | 50 | ca. 220 | 570 | — |
| Heroldshausen | 105 | — | 170 | 275 | 40 | — | — | — |
| Brettenfeld | 70 | — | — | — | — | — | — | — |
| Lobenhausen O | 90 | 175—185 | 160 | 250 | 80 | 190 | 520 | 780 |
| Gaismühle | 40 | 90—120 | 130 | 170 | 25 | 230 | 420 | 600 |
| Gröningen | — | — | — | — | — | — | 460? | — |
| Neidenfels | 40 | — | — | — | — | — | — | — |
| Sattelweiler | 30 | — | 80 | 110 | 50 | — | — | 650 |
| Auhof N | 20 | — | — | — | — | — | — | — |
| „ S | 10 | — | 130 | 140 | 15(+?) | — | — | — |
| Crailsheim | 0 | — | — | — | — | — | — | — |
| Wiesenbach | 70 | — | — | — | — | — | — | — |
| Schmalfelden | 10 | 85—120 | — | — | — | — | — | — |
| Spielbach | x | 20—45(+x) | 130+ | 130+x | 90 | — | — | — |
| Spindelbach | — | 30—80 | 155 | 155 | 60 | — | — | — |
| Bossendorf | — | 10—85 | 180 | 180 | 75 | — | — | — |
| Ober-Eichenroth | — | — | 140 | 140 | 60 | — | — | — |
| Wolfskreut | — | 20—40 | 110(?) | 110 | 115 | — | — | — |
| Gammesfeld | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Langensteinach | ca. 300 | — | — | ca. 600 | 90 | 460 | 1150 | 1420 |
| Rothenburg-Steinsfeld | — | — | — | ca. 560 | 40 | 480 | 1080 | 1410 |
| „ Dettwang | 65 | 140—160 | 370 | 435 | 45 | — | — | — |
| „ Siechhaus | 10 | 100—120 | 390 | 400 | 35 | — | — | — |
| „ Lohr | — | 30—60 | 270 | 270 | 60 | — | — | — |
| Sommerhausen | — | — | — | 870 | 185 | — | — | — |
| Acholzhausen | 300 | — | 410 | 710 | 160 | — | — | — |
| Baldersheim | 185 | — | 490 | 670 | 60 | — | — | — |
| Riedenheim SO | 150 | — | 400 | 550 | 110 | — | — | — |
| „ SSO | 120 | — | 340 | 460 | 90 | — | — | — |

## 3. Maingebiet.

(84 Profile.)

Die erste eingehendere Untersuchung der Maintrias verdanken wir Fridolin Sandberger, der gleich in den ersten Jahren (1864—66) seiner Würzburger Tätigkeit sein Hauptinteresse der Trias zuwandte. Seine Schilderung der einzelnen Glieder der Maintrias ist heute noch nicht übertroffen, während seine Schichtenvergleichung, für damals sehr wertvoll und neu, heute zum Teil veraltet ist und der Kritik nicht mehr standhalten kann. Sandberger erkannte mit sicherem Blick den raschen Faciswechsel; daß dabei trotzdem eine gewisse Konstanz der Schichten und der Mächtigkeit besteht, entging ihm. Seine Profile selbst sind genau; aber die Zusammenfassung der Schichten zu größeren Einheiten ist im obersten Muschelkalk willkürlich und unhaltbar. Doch fand das von ihm entworfene Bild allgemeine Anerkennung; Gümbel und andere haben es unverändert übernommen. Daß die Verhältnisse jedoch wesentlich verwickelter sind, daß man einem aus vielen Einzelprofilen zusammengestellten Gesamtprofil immer mit Mißtrauen begegnen muß, zeigt die neue Kartierung von Würzburg durch Beckenkamp. Nach Sandberger liegt die *Cycloides*-Bank in einer Tiefe von 19,64 m, Beckenkamp fand 40 m. Bei Randersacker konnte ich auch feststellen, daß Sandbergers Zahl viel zu nieder ist. Auch die Gesamtmächtigkeit des Hauptmuschelkalks, die nach Sandberger bloß 45 m beträgt, ist nach

Beckenkamp 95 m. Damit fällt die unbegründete Ausnahmestellung des Würzburger Muschelkalks, aber auch das auf den Zentimeter genaue Gesamtprofil Sandbergers. Zum selben Ergebnis kommt man bei der Vergleichung der Einzelprofile Sandbergers. Die Grundsätze seiner Einteilung sind kaum erkennbar, seine Parallelen meist unhaltbar. Damit verlieren leider auch seine eingehenden Fossilverzeichnisse im oberen Hauptmuschelkalk viel von ihrem Wert.

Während Sandberger sich mehr auf die Umgebung von Würzburg beschränkte, zog Zelger, ein guter Beobachter, seine Kreise weiter bis zur württembergischen Grenze. Leider ist ein Teil seiner Aufschlüsse nicht mehr vorhanden (Stephansberg bei Stadtschwarzach, Vogelsburg bei Volkach, Gänheim im Werngrund), und seine 1870 angekündigte Arbeit über den *Trigonodus*-Kalk ist wahrscheinlich nicht erschienen.

Das Taubergebiet untersuchten Platz, Baur und Gümbel. Doch vermögen die Profile von Platz und Gümbel, weil zum Teil unvollständig, keine völlige Klarheit zu verschaffen, während die Angaben von Baur (Oberamtsbeschreibung von Mergentheim) auch hier klar und zuverlässig sind. Platz behauptet z. B. im Profil von Wittighausen: „Während der Bairdienkalk bei Würzburg 9—10' mächtig ist, ist er hier auf wenige Zoll zusammengeschrumpft", die direkt den Terebratelbänken auflagern sollen, während ich dort im ganzen Gebiet Bairdienton und Glaukonitkalk genau wie bei Würzburg entwickelt fand. Leider ist auch hier das beschriebene Profil seit Jahren verschwunden. Bei Kreensheim sollen nach ihm die Terebratelbänke das Höchste des Plateaus bilden, also keine Lettenkohle mehr vorhanden sein, während sie tatsächlich noch von Bairdienton, Glaukonitkalk und einigen Metern Lettenkohle überlagert werden. Auch die von Platz im Umpfertal bestimmte Mächtigkeit des Hauptmuschelkalks mit 169' = 50,7 m ist sicher zu gering. Ueber Gümbels Profile später. Wertvolle Untersuchungen über die Triasgesteine von Würzburg stammen von Hilger (chemisch) und Fischer (petrographisch). Dieser bezweifelt auch die Richtigkeit der Parallelen Sandbergers und nimmt, wie ich, als konstanten Horizont 1 m Mergelschiefer = Ostracodenschiefer, vorausgesetzt, daß „*Trigonodus*-Kalk und *Semipartitus*-Schichten sich entsprechen". Er sieht im *Trigonodus*-Kalk eine „Facies des nach Süden hin zurückweichenden Muschelkalkmeeres". Dafür liegen im Süden allerdings keine Anzeichen vor; denn das Meer zog sich nach Nordwesten zurück.

### Die mittlere und untere Lettenkohle.

Der Lettenkohlensandstein ist sehr selten im Abraum der Muschelkalkbrüche zu finden, was auf größere Mächtigkeit der unteren Lettenkohle hinzuweisen scheint. Wertvoll erscheint mir die Angabe Sandbergers, daß die Sandsteine nach Westen ganz auskeilen, nach Osten aber ihre größte Mächtigkeit erreichen. Er schließt daraus: „So können die eingeschwemmten Schuttmassen wohl nur von dem östlich vorliegenden Urgebirge gekommen sein, an dessen Rand die Sandsteine in der Oberpfalz auch wieder auftauchen. Daß sie hier aus gröberem Material bestehen als in Franken, darf wohl ebenfalls als Stütze dieser Auffassung angesehen werden." Ist das Profil von Platz (Wittighausen—Bütthard) in seinen tatsächlichen Angaben richtig (leider verfallen und zugeschüttet), so hat sich dort der 30' mächtige Lettenkohlensandstein nicht nur durch die ganze untere Lettenkohle bis auf den Muschelkalk, sondern auch noch durch Glaukonitkalk und Bairdienton bis in die Nähe der oberen Terebratelbank durchgefressen.

Die untere Lettenkohle zeigt viel mehr Mergel und Ton als bei uns. Im Gollach- und Thierbachtal (Gollachostheim—Rittershausen) treten 1,5—3,8 m über der Grenze 3 blaue Kalklagen auf,

die zum Teil Glaukonit und Bonebed führen, und von denen die oberste bis 60 cm dick wird. Sonst herrschen weitaus die Schiefertone und Mergelschiefer. Ueber dem Glaukonitkalk folgt im ganzen Gebiet ein Horizont dunkler — graugrüner Mergelschiefer — Schieferton, 0,5—1,3 m mächtig, im Norden dicker, nach Süden etwas abnehmend. Sie werden nach oben begrenzt durch härtere Mergellagen, 0,2—0,5 m mächtig, die bald mehr bald weniger Sand führen. Bei Mainbernheim führt der gelbliche, plattige Sandstein Glimmer und Bonebedreste, an der Packsmühle bei Gnötzheim *Anoplophora lettica*. Der Sandgehalt steigt nach Osten und verliert sich nach Nordwesten. Dieser Plattenhorizont ist deshalb schwierig einzureihen, weil die durchgehende Verfolgung nach Südwesten noch nicht sicher gelungen ist. Wohl sind mitten im Vitriolschiefer härtere Mergelplättchen sehr verbreitet, manchmal werden sie auch sandig. Aber sie liegen etwas tief für eine glatte Parallele. Wahrscheinlich erscheint sie mir deshalb, weil nach Süden der Abstand vom Grenzbonebed abnimmt (Hemmersheim 80 cm, Aufstetten 50 cm, Langensteinach 80 cm) und so die Einreihung in die Vitriolschiefer auf weniger Schwierigkeiten stößt. Dazu finden wir bei Langensteinach 70 cm darüber verstürzte Blaukalke und bei Rothenburg in dem Vitriolschiefer feinkörnige Sandsteinbänkchen. Bei Wolfskreut und Gammesfeld haben wir zwischen Blaubank und Grenzbonebed sandige, feinkörnige Plättchen. So erscheint mir die Einreihung des Plattenhorizontes in die Vitriolschiefer, also unter der Blaubank, ziemlich gesichert. Wertvoll ist dieser Leithorizont deshalb, weil er zeigt, daß die Muschelkalkgrenze konstant ist, daß kein seitlicher Facieswechsel vorkommt. Daß die Rothenburger Lettenkohle die normale Crailsheimer Ausbildung zeigt, wurde schon hervorgehoben. Nur die Blaubank ist manchmal mehr mergelig entwickelt. Damit sind die Zweifel Zellers darüber entschieden.

## Oberer Hauptmuschelkalk der Maintrias.

Der wertvollste Leithorizont im oberen Hauptmuschelkalk des Maingebiets ist die Hauptterebratelbank, die sich selbst da noch gut erkennen läßt, wo mächtige Muschelquader die normale Entwicklung stören. Die obere Terebratelbank dagegen geht in diesen Riffkalken unter, wird fossilarm, behält aber doch für bestimmte Gebiete ihre Bedeutung.

Die normale Ausbildung ist für das Maingebiet die „Tonfacies des Beckeninnern“, die sich von Osterburken über Eubigheim—Gerchsheim—Würzburg bis mindestens in den Werngrund erstreckt. Gegen Südosten setzt auch hier die allgemeine Schichtenabnahme ein, der Kalkgehalt steigt etwas, Mergel treten an Stelle der Tone. So ist die Uffenheimer Facies nur die küstennähere Ausbildung des Würzburger Muschelkalks. Mainbernheim—Uffenheim—Burgbernheim liegen in ihrem Gebiete. Eine Tonfacies ist sie noch gegenüber den massigen Quadern des *Trigonodus*-Kalks, der sich als mächtiger Keil zwischen beide Faciesgebiete schiebt, sie aber im Norden nicht mehr trennt. Von Westen her dringt in den Fränkischen Grenzschichten die Kochendorfer Facies bis mitten ins Gebiet der Mainbausteine vor (Ochsenfurt—Creglingen), während zur Zeit der Terebratelschichten die Uffenheimer Tonfacies sich weiter nach Westen erstreckte. Es wird zunächst nötig sein, die Sandbergerschen Profile einer eingehenden Diskussion zu unterziehen und an der Hand des Muschelkalks von Würzburg und Umgebung das Verhältnis von Ton- und Kalkfacies, von Ostracodenton und *Trigonodus*-Kalk klarzulegen.

### Würzburg und Umgebung.

Die Sandbergerschen Profile von Würzburg sind leider zum großen Teil verschüttet; doch erlauben die wenigen noch vorhandenen und einige neue benachbarte, ein klares Bild zu geben. Konstant

erweist sich der „Bairdienkalk“, unterlagert von einem Horizont Mergelschiefer = Ostracodenschiefer von etwa 1,2 m Mächtigkeit, die dem oberen Teil unserer Bairdientone entsprechen. Darunter folgen im Süden die *Trigonodus*-Kalke, im Norden noch dünnbankige Kalke mit viel Schiefer und die obere Terebratelbank. Sandberger dagegen gibt folgendes Gesamtprofil:

1,12 m Bairdienkalk mit Glaukonit, Bonebed, quarzreich
——————————— Grenze.
2,03 „ { Mergelschiefer mit Ostrakoden, NW und N von Würzburg
{ Quaderkalk mit *Trigonodus*, SO und S von Würzburg
2,50 „ Kalkstein und Schieferton mit *Ceratites semipartitus*
15,11 „ Kalkstein und Schieferton mit *Ceratites nodosus*
0,27 „ *Cycloides*-Bank.

Dieses Schichtensystem hat aber tatsächlich die doppelte Mächtigkeit. Die Fehlerquelle ist unrichtige Schichtenvergleichung und Kombination der Profile. In Sandbergers Einzelprofilen läßt sich überall unser Schieferhorizont erkennen. Infolge der nicht haltbaren Einteilung aber erscheinen die oberen Regionen weit unregelmäßiger, als sie sind. Der Schieferhorizont ist z. B. untergebracht: über dem „Bairdienkalk“ (Rottendorf), im „Bairdienkalk“ (Randersacker), als „Ostracodenschiefer“ (Grainberg zum Teil), im „obersten Muschelkalk“ (Steinberg, Rothof). Daß so die Mächtigkeitsschwankungen der Schichten größer sind als irgendwo, ergibt sich sofort. So ist Sandbergers „Bairdienkalk“ bei Randersacker 375 cm, am Steinberg 112 cm mächtig, obwohl die Entfernung beider Profile nur etwa eine Stunde beträgt.

Am besten läßt sich das Profil von Randersacker mit der normalen Ausbildung vergleichen. Sandbergers „Bairdienkalk“ entspricht in seinem oberen Teil (245 cm) unserem Glaukonitkalk, unten jedoch unserem Bairdienton (130 cm), zu dem noch ein Teil des „*Trigonodus*-Kalks“ gehört. Die unteren Teile des *Trigonodus*-Kalks entsprechen wohl der oberen Terebratelbank, und die „wulstigen Kalke des *Ceratites semipartitus*“ fallen in unsere Terebratelschichten.

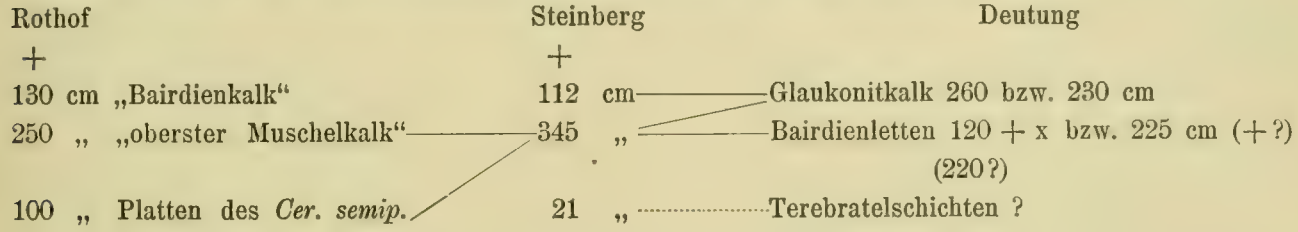
| | | | Eigene Messung |
|---|---|---|---|
| 375 cm | Bairdienkalk | Glaukonitkalk 245 cm | 220—250 cm |
| 203 „ | *Trigonodus*-Kalk | Bairdienton { 130 „ + ca. 150 cm | 130 cm + 110 + cm |
| x „ | wulstige Kalke des *Cer. semip.* | Terebratelschichten ca. 50 cm + x | x |

Das Sandbergersche Profil vom Grainberg fand ich nicht mehr vor, doch dürfte folgende Deutung etwa zutreffen:

| | | | Eigene Messung am benachbarten Profil |
|---|---|---|---|
| 262 cm | Bairdienkalk | Glaukonitkalk 177 cm + | 265 cm |
| 120 „ | Ostracodenschiefer | Bairdienton { 85 „ + 120 „ | 220 „ |
| 80 „ | + Bänke des *Cer. semip.* | Terebratelschichten 80 cm + | 300 „ + |

Sandberger will an diesen beiden Profilen (Randersacker — Grainberg) Kalk- und Schlammfacies einander gegenüberstellen, also *Trigonodus*-Kalk und Ostracodenschiefer. Nun überlagern aber die Ostracodenschiefer den *Trigonodus*-Kalk, und nur in ihrem untersten Teil entsprechen sie diesem. Der

Umschwung zwischen beiden Profilen erfolgt im unteren Teil der Ostracodenschiefer, hauptsächlich aber in den Terebratelschichten, wo an Stelle des kristallinen *Trigonodus*-Kalks von Randersacker hier am Grainberg graue Kalke und Schiefer treten. An der Rosenmühle sind noch im unteren Bairdienton Kalkknollen ziemlich reich vorhanden, an der Westseite des Grainbergs herrschen sogar in den oberen Terebratelschichten die Schiefertone, und der Bairdienletten ist fast rein tonig. Fast dieselbe Ausbildung zeigt auch das verschüttete SANDBERGERsche Profil vom Steinberg (Schalksberg), denn es liegt noch weiter ab vom Kalkgebiet. Der Bairdienkalk geht hier wie bei Rothof (und Randersacker) nur bis zu den Platten mit *Corbula triasina*, aber weiter hinab, als SANDBERGER annimmt.




Das SANDBERGERsche Profil von Rottendorf in das System zu bringen, ist scheinbar unmöglich. *Trigonodus*-Kalk und Ostracodenton „scheinen bei Rottendorf von beiden Seiten her auszukeilen“, so erklärte SANDBERGER dieses Profil, und auch bei ZELLER finden wir diese Angabe. Dagegen sprechen schon die Profile von Rothof und Randersacker, die große Uebereinstimmung zeigen, und noch viel mehr die von Rottendorf selbst. Sie zeigen Glaukonitkalk und Bairdienton genau wie bei Randersacker. SANDBERGER hat sich hier durch Glaukonitflecken und *Corbula* dazu verleiten lassen, die Grenze unter den Ostracodenschiefern zu legen. Das Profil gehört, wie auch das Vorkommen von *Ceratites nodosus* zeigt, wesentlich tiefer eingereiht, vielleicht sogar unter die Hauptterebratelbank.

Nach meinen Profilen ergibt sich für Würzburg folgendes Bild: Dunkle Schiefertone, bei Randersacker 4—5 m, bilden die untere Lettenkohle; 1,2—1,5 m über dem Muschelkalk zeigt sich noch der Plattenhorizont. Der Glaukonitkalk = Bairdienkalk ist überall vorhanden und besonders oben reich an Bonebed und Glaukonit. In gelben Mergeln bestehen ganze Schichtchen bloß aus Glaukonit. Die Kalkbänke sind oft sehr hart bis kristallin; Lumachellen, wellige Kalke und Septarien sind verbreitet. Am Grainberg fand ich auch Mergelkalk. Die Mächtigkeit des Glaukonitkalks beträgt 2—3 m. Darunter stellt sich konstant ein Mergelschieferhorizont ein, der ungefähr SANDBERGERS Ostracodenschiefern und unserem Bairdienton entspricht. Durchschnittlich ist er 2 m mächtig, aber in seinem unteren Teil in der Kalkfacies oder in ihrer Nähe nicht mehr tonig entwickelt. So haben wir bei Randersacker nur noch 130 cm Schieferton. Denn wie bei uns treten unten wellige Blaukalke auf; sogar Ueberfaltungen kommen vor (Rottendorf, Randersacker), Septarien sind sehr häufig, bei Effeldorf (Rothof) enthalten sie Stylolithen. Die Fränkischen Grenzschichten ragen noch in die *Trigonodus*-Quader hinein. Dies läßt sich an den Profilen beweisen, wo die Quader sich auflösen (Rottendorf, Rothof bei Effeldorf, Randersacker zum Teil, Lindflur—Reichenberg). Die 2—2½ m mächtigen Quader, SANDBERGERS *Trigonodus*-Kalk, fand ich noch bei Randersacker, Gieshügel, Rottendorf (Süd), Reichenberg (zum Teil). Gegen Norden und Nordwesten löst sich der Quaderkalk auf in Splitterkalk- und Blaukalkbänke, zwischen die sich dann Schiefer einschiebt. Der Uebergang läßt sich genau verfolgen. Bei Rottendorf (Süd) führen die *Trigonodus*-Quader Blaukalkschmitzen, und nördlich des Ortes wechsellagern an ihrer Stelle schon Kalkbänke und Schiefertone

miteinander. In einzelnen Bänken, auch noch bei Rothof (Effeldorf) erkennt man die Quader. Zwischen Lindflur und Reichenberg lösen sich gerade die Muschelquader auf, von Norden her keilen Schieferlagen ein und machen die Quader minderwertig. Den weiteren Uebergang zur Tonfacies zeigen die Profile von der Rosenmühle, vom Grainberg und Steinberg (Sandberger). Das Vorkommen von Terebrateln im *Trigonodus*-Kalk von Randersacker (Sandberger), bei Reichenberg an seiner oberen Grenze und am Grainberg in einer harten Kalkbank zwischen den Schiefertonen halte ich für äquivalent der oberen Terebratelbank. So stehen wir bei Würzburg an der Wende von Kalkfacies im SO und Schlammfacies im NW, wenn auch in anderem Sinne, als Sandberger beschrieb. Zu ähnlichen Ergebnissen wie ich gelangt auch Fischer. „Es sprechen alle petrographischen Beobachtungen dafür, daß der *Trigonodus*-Kalk sich zwischen die *Semipartitus*-Schichten“ (= Terebratelschichten) „und die Ostracodenmergel einschiebt, und daß an den Randzonen des *Trigonodus*-Kalks, wie bei Reichenberg, Rottendorf etc., wo man in den Brüchen überall *Semipartitus*-Schichten, Ostracodenmergel und Bairdienkalk übereinander findet, die den oberen *Semipartitus*-Schichten eingelagerten dicken Bänke dem *Trigonodus*-Kalk äquivalent sind.“ Der *Trigonodus*-Kalk „liefert die schönen Quader zu den öffentlichen Bauten aller Art in der Gegend von Würzburg, ist durchaus kristallinisch und enthält sehr viele Versteinerungen, die aber meist durch die Umwandlung in kristallinen Kalk undeutlich geworden sind“ (Sandberger). Er enthält 96—99 Proz. $CaCO_3$. Der Name „Dolomit“ (1864) fiel bald (1866), weil das Gestein noch nicht 1 Proz. $MgCO_3$ enthält. Nach Fischer sind die „Konkretionen in ihm eine Anhäufung von allen den Stoffen der primären Gesteinsmasse, welche bei der Umkristallisation von dem Calcit ausgeschieden und an einzelnen Stellen zusammengedrängt wurden“. Bei der Umkristallisation der Glaukonitkalkquader bei Künzelsau jedoch sammeln sich die Reste in den Fugen zwischen den Kristallen. Ob wir nicht in einem Teil der weißgrauen, rundlichen „Konkretionen“ letzte Ueberreste von auskeilenden Blaukalkbänken zu sehen haben, lasse ich noch dahingestellt.

Diese sehr wertvollen, harten, porösen, wetterbeständigen und schönen Quaderkalke, die „Mainbausteine“, sind in neuerer Zeit sehr gesucht und werden überall lebhaft ausgebeutet, um zu den größten und schönsten Bauten verwendet zu werden, besonders da sie sich leicht bearbeiten lassen und mächtige Quader liefern. So werden sie z. B. nach Stuttgart, München, Frankfurt, Köln, Berlin usw. versandt. Sandberger, Zelger und Gümbel fassen alle diese Quaderkalke als *Trigonodus*-Kalk zusammen. Zelger hat zuerst ihre Ausdehnung genauer festgelegt. Nach ihm geht der *Trigonodus*-Kalk nach Westen bis Heidingsfeld—Kleinrinderfeld—Kirchheim—Taubertal, nach Osten bis Randersacker—Lindelbach—Zeubelried—Segnitz—Marktbreit—Enheim—Rothenburg o. T. Später (1870) führt er aus, daß der *Trigonodus*-Kalk „ein ganz selbständiges Glied der fränkisch-schwäbischen Trias von bedeutender, mitunter 200' enthaltender Mächtigkeit ausmache, welches im NO bei Würzburg beginnend, anfangs mit geringer Mächtigkeit in steter Wechsellagerung mit dem typischen Muschelkalk im eigentlichen Sinn begriffen ist und immer mehr gegen S und SW sich wendend den Muschelkalk verdrängt, bis derselbe vollständig verschwindet“, so am Taubertal. Sandberger beschreibt sein Gebiet so: „Südöstlich von Würzburg schließt der Muschelkalk mit dem echt schwäbischen Niveau des *Trigonodus Sandbergeri*, welches eine Stunde von der Stadt bei Randersacker beginnend, bei Rothenburg an der Tauber nach Württemberg hinübersetzt und auf beiden Seiten des Schwarzwaldes bis in die Nordschweiz bekannt ist.“ Dagegen muß hier schon hervorgehoben werden, daß der *Trigonodus*-Kalk nur eine petrographische, keine stratigraphische Einheit ist, daß *Trigonodus*-Kalk und *Trigonodus*-Dolomit etwas Verschiedenes bezeichnen, daß eine Verbindung beider über Rothenburg nicht

vorhanden ist. Der Unterschied zwischen Kalk- und Tonfacies hat sich auch in der Bauart der Häuser ausgeprägt: dort schöne Häuser, aus mächtigen Quadern zusammengefügt, hier aus vielen dünnen Blaukalken wie aus Backsteinen erbaute Häuser. Dieser Umschlag vollzieht sich sehr rasch, einerlei, in welcher Richtung wir dies Gebiet des *Trigonodus*-Kalkes verlassen.

### I. Die Tonfacies des Beckeninnern.

(10 Profile; hiezu siehe Profil 125—132.)

Leider sind hier die Aufschlüsse ziemlich spärlich, denn bei den gewaltigen Tonmassen ist der Abbau des Kalkes nicht lohnend. Der Glaukonitkalk ist in der Regel verstürzt, meist sind nur die Terebratelschichten erschlossen. Trotzdem gelingt auch hier die Schichtenvergleichung. Wir erkennen wieder eine Mächtigkeitszunahme nach Norden bzw. Nordwesten, wo die Terebratelschichten auf etwa 5 m anschwellen (Würzburg).

Der Glaukonitkalk ist am Grainberg 265 cm mächtig und hat einen sehr starken Zuschuß an Mergel, besonders in der Region der welligen Gekrösekalke. Glaukonit finden wir besonders in seinem oberen Teil. Der Bairdienton wird über 2 m dick und nimmt nach Norden noch mehr zu. So wird der obere Muschelkalk hier der Lettenkohle immer ähnlicher. Dünne Kalkbänke kommen vor, keilen aber oft aus. Erst in der Nähe der Kalkfacies werden sie unten etwas häufiger und konstanter, Die obere Terebratelbank liegt hier normal zwischen Mergelschiefern, ein Bonebed ist ziemlich verbreitet; *Lingula* und Austern kommen sehr regelmäßig vor, etwas seltener *Gervillia socialis* und *Ceratites semipartitus*. Die Terebratelschichten selbst führen mehr Ton und Mergel als Kalkbänke, regelmäßig ist eine dicke Lage gelber Mergel über der Hauptterebratelbank, die „Kiesbank". Inwieweit auch hier einige gelbe Mergelbänke leitend sind, läßt sich noch nicht entscheiden. Wo sich in den Terebratelschichten die Muscheln und Terebrateln anreichern, können härtere Muschelbänke, ja sogar Kornsteine entstehen, ein bescheidenes Gegenstück zu den mächtigen Riffkalken des *Trigonodus*-Kalkes. Als härteste Bank, kristallin, manchmal ein rötlicher Kornstein, tritt die Hauptterebratelbank heraus, sehr reich, mit *Nautilus bidorsatus*. Im Gervillienkalk wie im tieferen *Nodosus*-Kalk bleiben dicke Ton- und Mergelbänke ein wesentlicher Bestandteil der Schichtenmasse (Höchberg).

Die Tonfacies des Beckeninnern halte ich für die normale Ausbildung des Muschelkalks, sie erstreckt sich wahrscheinlich weit nach Nordwesten gegen Hessen. Nördlich der Bahnlinie Würzburg—Kitzingen tritt sie mit der Uffenheimer Tonfacies in Verbindung, während weiter südlich der „*Trigonodus*-Kalk" sich als trennender Keil einschiebt. Sie ist auch die Facies der lothringisch-pfälzischen Mulde und des Weserlandes.

## Profile.

### Tonfacies des Beckeninnern. 125—132.

125. Profil Grainberg bei Würzburg.

U.L.:
- 20 feinsandige Plättchen
- 20 dolomitische Plättchen und Mergel
- 140—150 grünlicher Schieferton

2,65 m Gl.K.:
- 15 rötlicher Kalk mit *Anoplophora*, Schieferton
- 15 2 harte Glaukonitkalkbänkchen, Bonebed, Glaukonitmulm
- 70 gelber Mergel, Schieferton und Blaukalk (besonders unten), mitten Glaukonitmulm
- 50 Muschelbänke mit Nagelkalk
- 110—120 wellige Blaukalke und Kalkknollen mit Schieferton

2,2 m B.T.:
- 85 gelber Mergel, wenig Kalkknollen
- 5 harter, blättriger Kalk, Pyrit
- 125—130 grünlichbrauner Bairdienton, unten schwaches Bonebed, *Bairdia pirus*, *Anoplophora*

ca. 5,8 m T.Sch.:
- 25 O.T.: harte Kalkbank mit Terebrateln, Gervillien, Austern, *Ceratites semipartitus*
- 80 Schieferton, unten mit Kalkknollen
- 25 Blaukalk und Mergel, *Cer. semipartitus* *
- 20 gelbgrüner Mergelschiefer
- 25—30 Blau- und Splitterkalk
- 5 Mergel
- 55 Blau- und Splitterkalk
- 15 gelber Mergelschiefer **
- 50+ dünne Kalkplatten

### 126. Profil Höchberg bei Würzburg (zu kombinieren mit Profil Grainberg bei * und **).

T.Sch.:
- 20 Splitterkalk *?
- 25 Mergel und Kalk
- 55 Splitterkalkbänke
- 10 Mergel
- 10 Splitterkalk
- 25 gelber Mergel **?
- 25 Splitterkalk
- 50 Knauerkalk
- 65 Mergel mit senkrecht klüftenden Kalkplättchen
- 25 kristalliner Splitterkalk
- 100 gelbgrauer Mergel, unten wenig Kalk
- 15 Splitterkalk
- 50 Kalk und Mergel, Kiesbank
- 0,2—0,25 H.T.: kristalline Terebratelbank

ca. 5,5 m O.G.:
- 70 Mergel und Kalkknollen
- 140 Wulst- und Splitterkalk
- 95 Mergel und Kalkplatten
- 55 Knauerkalk, unten Splitterkalk
- 10 Mergel
- 20 kristalliner Kornstein
- 25 Mergel
- 55 Splitterkalk
- 80 Mergel, wenig Kalk
- 30+ Kalk (K.T.?)
- zus. 10—11 m

### 127. Profil Gerchsheim W.

Gl.K.: Verstürzter Blau- und Splitterkalk

B.T.:
- 100+ Schieferton mit wenig Kalkbänken

4,5 m T.Sch. + H.T.:
- 15 Muschelbank, glänzende Terebratelschalen, Austern, *Plicigera (Retzia), trigonella*, oben wellige Blaukalke und Wülste
- 70 Schiefer mit wenig Blaukalk
- 10 Muschelbank, *Lima*
- 50 Schiefer mit Kalkknollen
- 25 Muschelbank mit Blaukalk verknetet, Terebrateln
- 20 gelblicher Schiefer
- 15 Blau- und Splitterkalk
- 20 Schiefer und Kalkknollen
- 15 Blaukalk
- 30 gelber Schiefer (Gh).
- 50 Splitter- und Knauerkalk, Terebrateln, Austern, Myaciten, Wülste („Algen")
- 110 Kiesbank: gelbe Schiefer, unten wenig Kalk (H.T.), Terebrateln
- 20 H.T.: Terebratelbank

O.G.:
- 45 Mh: Schieferton und Blaukalk
- 25 Splitterkalk
- 90 Kalk und Schieferton
- 30 gelber Mergelschiefer
- Kalk

### 128. Profil Berolzheim W.

Gl.K.: verstürzt

1,8 m + B.T.:
- ca. 100+ Schieferton
- 20 Blaukalk
- 60 Schieferton

3,4 m T.Sch.:
- 60—70 O.T.: oben Splitterkalk mit wenig Terebrateln, unten Knauerkalk mit Schieferton, reicher an Terebrateln, bei Merchingen mit Terebrateln, Myaciten, *Lima, Terquemia*
- 20 Splitterkalk
- 10 Blaukalk und Schiefer
- 45 Splitterkalk
- 35 gelbe Bank, unten Splitterkalk mit Terebrateln
- 10 schwarzer Schiefer
- 45 gelbe Dolomite und Mergelbänke
- 35 Blaukalk und Schiefer
- 35 Terebratelbank
- 40 Kiesbank und gelbe dolomitische Mergelschiefer

1 m H.T.: zwei dicke Terebratelbänke (65 und 35 cm)

O.G.:
- 100 Kalk und Schiefer
- 10 Kornstein
- 50 Kalk und Schiefer
- 20 Muschelbank

### 129. Profil Bieringen WNW.

U.L.: Kalkbrocken (Blaubank)
- 30 grauer Schieferton
- 40 graugrüne Mergelplatten
- 80 graubraune Mergelschiefer mit wenig braunen dolomitischen Lagen

1,6—1,7 m Gl.K.:
- 30 Glaukonitkalk, Bonebed, *Myophoria Goldfussi*, Muschelbreccie
- 60 Muschelquader mit Verknetungen und Septarien, unten übergehend in

35 Gekrösekalk, deutliche Wellen
40 Splitterkalk = verbackener Knauerkalk

2,1—2,2 m B.T.:
55 gelbe Mergel mit dolomitischen Kalkplatten
70 graugrüne Schiefertone mit weiß herauswitternden *Bairdia pirus*
10 zwei Blaukalkbänkchen
30 graugelbe Mergelschiefer, wenig Kalkknollen
20 Blau- und Splitterkalk, unten schwaches Bonebed
30 graue Schiefertone mit Kalkknollen

3 m T.Sch.:
50 O.T.: Knauerkalk mit Schiefer zwischen Splitterkalk, Terebrateln, Myaciten
30 gelbe Bank (GI)
45—50 harter Splitterkalk
35 gelbe Mergelschiefer mit grauen Kalkbänkchen (GII)
90 Blau- und Splitterkalke mit Terebrateln
45 Kiesbank, oben gelber Mergel (30), unten grauer Mergelschiefer (15)

x H.T.:
40 kristalline, reiche Terebratelbank
20 Mergelschiefer, wenig Kalk
20 + kristalline Terebratelbank

## 130. Profil Korb—Sennfeld.

U.L.: Lettenschiefer

1,5 m Gl.K.:
10 zwei Kalkbänkchen mit Bonebed und Glaukonit
30 kristalliner Glaukonitkalk, Verknetungen
80 Gekrösekalk, mit gelbem Mergel, Wellen nicht sehr hoch
30 Splitterkalk

2,5—2,6 m B.T.: Schieferton mit einzelnen Kalklagen, unten *Lingula*

T.Sch.:
60 O.T.: oben knauerig, unten kristallin, Terebrateln
5 gelbe Bank (GI)
20 Muschelbank
45 kristalline Terebratelbank
65 gelbe Mergelbank (GII)

## 131. Profil Gramschatz (kombiniert).

Gl.K.: Blaukalk verstürzt

ca. 3,1 m B.T.:
170 graubraune Mergelschiefer
5 Kalkbank
60 gelbgraue Mergelschiefer
5—10 graue, glatte Kalkplatten, septarienartig zerspringend
65 gelbgrauer Schieferton

5 m T.Sch.:
20 4—6 dünne Kalkbänkchen, Blau- und Splitterkalk, oben schwaches Bonebed
60 graue Mergelschiefer mit Kalkknollen und schwach welligen Blaukalken
75 gelber Mergelschiefer, oben wenig, unten mehr Kalk
25 Splitterkalk, oben Aufwühlung
25 Mergel und senkrecht klüftender Blaukalk
20 Splitterkalk, Brachiopodenreste; Muscheln
25 Blaukalk und Mergel
30 Kornstein mit Blaukalkschmitzen, Terebrateln, Muscheln. Glaukonit?
5—10 Blaukalk
75 gelbe Mergelschiefer, wenig Kalkknollen und -lagen
35—40 Terebratelbank, oben mehr blau, knauerig, unten fester, Terebrateln, *Lima*
100 gelbe Mergel, kein Kalk = Kiesbank

0,4 m H.T.: ungewöhnlich reich, rötlicher Kornstein

O.G.:
25 gelbe Mergel
25 Splitterkalk, *Gervillia*
60 Wulstkalk und Mergel
15—20 rötlicher Splitterkalk
70 Wulstkalk und Mergel
30 + Blau- und Splitterkalk.

## 132. Profil Mühlhausen (Werngrund).

0,6 m + Gl.K.: Glaukonitkalk verstürzt, reich an Glaukonit, Muscheln, Bonebed, Koprolithen; unten Blaukalk

ca. 2,9 m B.T.:
50 + gelbgrauer Mergel
5 auskeilender Blaukalk
40 gelbe Mergel
5—10 auskeilende Kalkbank
35 graue Mergelschiefer, wenig Kalk
5 auskeilende Kalkbank
60 grünlicher-gelbgrauer Mergelschiefer, wenig Kalk
10 glatter Blaukalk
75 graugrüner-gelblicher Mergelschiefer, wenig Kalkplatten

5 m T.Sch.:
15—20 Splitterkalk, Terebratelbreccie, *Lingula*, Bonebed
115—140 gelbgrauer Mergelschiefer mit Kalkknollen und Platten
15 Splitterkalk, Aufwühlung, Muscheln
90 { 10 gelber Mergelkalk
35 gelber Mergel und glatter Kalk
20 Blau- und Splitterkalk
25 Mergel und Kalk

20 Splitterkalk mit Muscheln
30—35 rötlicher Kornstein, Terebrateln
90 Mergel und Mergelkalkplatten
15 Knauerkalk
85 Kiesbank, gelber Mergel

0,45 m H.T.:
15 Terebratelbänke
10 Mergel
20 kristalline reiche Terebratelbank

8,5 m +

O.G.:
30 Mi: Mergelschiefer
20 Splitterkalk
70 Kalk und Mergel
20 Splitterkalk
65 gelbe Mergel und Kalk
40 Splitterkalk
x Kalk und Mergel

## II. Das Gebiet der Quaderkalke, des Trigonoduskalks.

(61 Profile; hiezu siehe Profil 133—169.)

Es ist ziemlich schwer, in dem großen Gebiet des *Trigonodus*-Kalks natürliche Abschnitte zu machen; denn scharfe Grenzen sind eben in der Natur selten. Zu einer klaren Uebersicht ist es jedoch nötig, die Profile zu größeren Gruppen zu vereinigen. Eine natürliche Gruppe bilden die Aufschlüsse im Wittigbach- und Mühlbachgebiet, also zwischen Reichenberg—Kleinrinderfeld und Büttthard—Grünsfeld. Die Fränkischen Grenzschichten sind hier ganz normal entwickelt, erst in den Terebratelschichten und im oberen Gervillienkalk treten die Quaderkalke auf. Das Gegenstück dazu bildet der Osten der *Trigonodus*-Quader. Hier treten sie besonders mitten in den Fränkischen Grenzschichten auf, während die tieferen Lagen bald mehr bald weniger der Uffenheimer Facies nahekommen. Es ist das Gebiet von Ochsenfurt—Marktbreit, Gollhofen—Hemmersheim—Langensteinach—Rothenburg. Dazwischen liegt das Zentralgebiet der Quaderkalke von Aub—Acholzhausen—Sommerhausen mit einer maximalen Riffkalkentwicklung, die nach Norden gegen Rothendorf—Effeldorf allmählich ausklingt. Gerade in diesem Gebiet verliert sich nach und nach die Kochendorfer Facies der Bairdientone, die zuletzt ganz in den Quaderkalken untergehen.

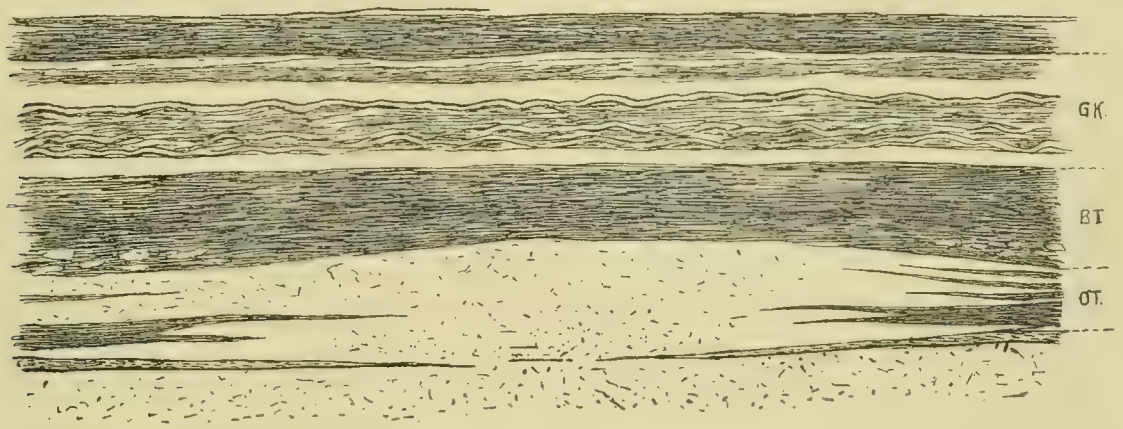
### 1. Der Westen der Quaderkalke.

Stratigraphisch haben wir hier ein ziemlich einheitliches Gebiet. Zwei konstante Horizonte sind hier schon den Steinbrechern allgemein bekannt, die „obere Zugbank", unser Glaukonitkalk, und die „untere Zugbank", im wesentlichen unsere obere Terebratelbank. Der Glaukonitkalk zeigt die normale Kochendorfer Ausbildung. Oben führt er reichlich Glaukonit in großen Flecken und etwas Bonebed; unten bilden ihn verbackene Wulstkalke bis Splitterkalke oder aber Mergel mit welligen Kalken. Mitten wechseln harte Muschelbänke mit Myophorien und *Trigonodus* und gelbe Mergel oder Mergelkalke mit Septarien und bald stärker, bald schwächer gebogenen Gekrösekalken miteinander ab. Auch hier ist die Hauptlage der Gekrösekalke wie bei Kochendorf über dem unteren Splitterkalk. Bei Vilchband sind sie kaum vorhanden, dafür aber Verknetungen und Septarien. Die Mächtigkeit beträgt rund 2 m; sie nimmt aber gegen Süden ab: Lindflur ca. 270 cm, Kirchheim 230 cm, Gützingen 220 cm, Krensheim 200—210 cm, Büttthardt 180 cm, Vilchband 135 cm, Baldersheim 70—80 cm, Aufstetten—Riedenheim 10—20 cm. Eine befriedigende Erklärung dieser Erscheinung gibt die Karte der Küstenlinien (Taf. II [XXI]).

Die Bairdientone sind im Nordwesten am stärksten entwickelt: Kleinrinderfeld und Lindflur ca. 180 cm, Krensheim 140—170 cm; auch sie nehmen nach Südosten ab: 130—100 cm. Im Thierbachtal ist ihre Mächtigkeit allerdings noch geringer, aber nur, weil ihr unterer Teil als Kalk ausgebildet ist. Bei Krensheim sind sie außerordentlich reich an schönen Bairdien. Nach

unten werden sie abgeschlossen durch starke wellige Blaukalke, zum Teil mit schönen Ueberfaltungen wie bei Kirchheim. Bei Bütthard—Vilchband, wo auch oben im Glaukonitkalk die Wellen schwach sind, finden wir hier dasselbe: schwache Blaukalkwellen oder gar bloß Knollen oder Septarien. Man rechnet diese Wellen meist schon zur „unteren Zugbank", da sie dicht aufliegen.

Die obere Terebratelbank ist hier ein harter Splitterkalk mit vielen glänzenden Terebratelschalen. Wo sie mit Schieferton wechsellagert, läßt sich ihre Fauna leichter bestimmen: neben vielen Terebrateln noch Gervillien, Terquemien, Austern und *Myalina eduliformis*. So zeigt sie sich bei Krensheim in selten schöner Ausbildung. In der Regel ist sie durch die gelbe Bank (Riedenheim, Aufstetten) oder durch Schiefertone von der Hauptmasse der Quader geschieden. Bei Bütthard—Vilchband verschmilzt sie jedoch mit dem *Trigonodus*-Kalk zu einer einheitlichen, etwa 6 m mächtigen Quadermasse. SW Krensheim läßt sich dieser Uebergang in einem einzigen Steinbruch (vgl. Textabb. 3) verfolgen. Man sieht, wie die gelben und grauen Mergelschiefer, die im südöstlichen Teil




Textabb. 3. Terebratelriff von Krensheim (nördl. Baden). 10fache Ueberhöhung. Länge ca. 200 m. *O.T.* Obere Terebratelbank; *B.T.* Bairdienton; *G.K.* Glaukonitkalk; darüber Lettenkohle.

des Aufschlusses herrschen, von SO und SW her immer mehr abnehmen, wie die einzelnen Terebratelbänke unter sich verschmelzen, anschwellen und zuletzt sich von der Unterlage kaum mehr trennen lassen. Während sich dabei die Mächtigkeit der oberen Terebratelbank verdoppelt (bis 190 cm Dicke), zeigt der Bairdienton umgekehrt eine geringe Abnahme (175—135 cm). Es drängt sich hier unwillkürlich die Vorstellung eines Terebratelriffs auf, das hier mit dem von Süden her kommenden Ton kämpfte. Nordwestlich Krensheim lassen sich die Quader der oberen Terebratelbank überhaupt nicht mehr abtrennen. Nur sind sie meist technisch minderwertig. Bei Lindflur—Reichenberg und Poppenhausen beginnen die Muschelquader sich wieder aufzulösen (Nähe der Tonfacies!). Die Hauptquadermasse fällt also in die Gegend der Hauptterebratelbank, die sich nach oben und unten kaum scharf abgrenzen läßt, da die trennenden Ton- und Mergelschichten fehlen. Sie führt bei Krensheim noch *Ceratites semipartitus*. Für die Terebratelschichten erhalten wir hier etwa 3—3½ m, die Hauptterebratelbank selbst ist 1,7 m dick. Noch bei Riedenheim und Baldersheim, wo schon Mergelbänke die einheitliche Kalkmasse wieder zerteilen, sind Hauptterebratelbank und die Schichten dicht unter ihr als Muschelquader entwickelt. Der *Trigonodus*-Kalk dieses Gebiets gehört also in die Terebratelschichten und in den oberen Gervillienkalk. Neben sehr vielen Terebrateln führt er *Gervillia*, *Lima*, *Pseudomonotis*, *Terquemia*, Myophorien und viele unbestimmbare Muschelreste. Nach unten werden

die Muschelreste immer undeutlicher; bald höher, bald tiefer treten die „Kernsteine“ auf, völlig umkristallisiert, fast ein Kristallkalk, genau wie bei Künzelsau (Kupferzell—Thierberg) in den Quadern des Glaukonitkalks.

Während die obere Hälfte der Profile vom Kochendorfer Muschelkalk kaum verschieden ist, macht sich in der unteren die Nähe der zentralen Kalkregion geltend. Die Kochendorfer Facies greift hier in den Fränkischen Grenzschichten über die des *Trigonodus*-Kalks über. Je nachdem man das eine oder das andere mehr betont, kann man sie zu dieser oder jener Provinz ziehen. Meine nächsten Profile der Kochendorfer Facies (Adolzhausen—Pfitzingen) im Süden sind von dem letzten hier (Büttharď—Vilchband bzw. Riedenheim—Aufstetten) 18 bzw. 14 km entfernt. Dazwischen hat die Tauber so stark erodiert, daß ich bis jetzt in der Lücke noch keinen Grenzaufschluß finden konnte. Doch zeigen die Profile von Vilchband und Pfitzingen in ihrem oberen Teil eine so große Uebereinstimmung, auch in den Mächtigkeiten, daß ich keine Bedenken habe, sie direkt zu vergleichen. Der Unterschied ist nur der, daß bei Pfitzingen—Adolzhausen die einheitlichen *Trigonodus*-Quader von Vilchband—Bütthard sich mehr und mehr auflösen. Doch beschreibt sie noch Regelmann von Pfitzingen als „wetterfeste Bausteinbänke“, als „Kornsteine“.

## 2. Das Zentralgebiet der Quaderkalke.

Es ist das Gebiet des sich gegen den Bairdienton immer länger behauptenden *Trigonodus*-Kalks. Die Muschelquader liegen in der Region der oberen Terebratelbank, greifen nach oben also in den Bairdienton hinein, der in der Linie Ochsenfurt—Hemmersheim schließlich ganz verschwindet. Doch ist dies, besonders zwischen Sommerhausen und Aub, nicht der einzige Quaderhorizont. Die Hauptterebratelbank ist in der Regel als Riffkalk entwickelt, und mindestens 7—8 m reichen die „*Trigonodus*-Kalke“ bei Sommerhausen—Tückelhausen in den Gervillienkalk hinab. Dazu schließen sich auch im Glaukonitkalk gelegentlich die Muschelbänke enger zusammen. Kurz, wir sind hier im Gebiet der maximalen Quaderkalkentwicklung. Bei Tückelhausen bestehen bis 6 m hohe Wände nur aus Muschelquadern. In einer 10 m hohen Wand, die oben mit den Hauptterebratelquadern schließt, ist hier noch nicht 1 m unbrauchbarer Mergel und Blaukalk enthalten.

Der Glaukonitkalk zeigt im wesentlichen noch die normale Kochendorfer Ausbildung. Wellige Gekrösekalke, Verknetungen und Septarien sind sehr häufig. Der Glaukonit setzt lokal dünne Schichtchen fast allein zusammen (Rottenbauer N). Zwischen Rottenbauer—Lindelbach und Acholzhausen treten im Glaukonitkalk dickere Muschelbänke auf, die ganz das Aussehen des *Trigonodus*-Kalks gewinnen können. Nach Süden nimmt die Mächtigkeit ab: Randersacker—Rottenbauer 220—260 cm, Eibelstadt 235 cm, Goßmannsdorf 150 cm, Acholzhausen 110—150 cm, Bolzhausen—Rittershausen 140—200 cm, Hemmersheim 100 cm. Allerdings sind schon die Schwankungen in einzelnen Aufschlüssen sehr beträchtlich (Acholzhausen 40 cm!). Vom Bairdienton ist nur der obere Teil tonig entwickelt, bei Randersacker, Rottendorf—Rothof noch 120—130 cm, bei Goßmannsdorf—Acholzhausen noch 80—110 cm. Je weiter nach O und OSO, desto mehr gehen sie in Kalk über: zwischen Bolzhausen—Rittershausen noch 40—60 cm Ton, bei Ochsenfurt und Hopferstadt ist er fast verschwunden (15—30 cm). An der unteren Grenze des Tones hat ein schwaches Bonebed, lokal mit etwas Glaukonit, größere Verbreitung. Dieses Bonebed transgrediert also nach Osten. Der untere kalkige Teil des Bairdientons ist reich an welligen Kalken mit Ueberfaltungen und Septarien; oft ist er etwas lockerer, tonreicher als die Muschelquader unter ihm,

so seine Zugehörigkeit erkennen lassend, manchmal aber ist er mit diesen untrennbar vereinigt, so bei Goßmannsdorf, Eibelstadt, Randersacker, Rottendorf—Acholzhausen.

Die obere Terebratelbank ist sehr schwer in den Quaderkalken nachzuweisen. Wahrscheinlich ist sie sehr fossilarm, denn nur bei Acholzhausen wurde sie sicher erkannt. Der obere Quaderhorizont schließt sie meistens in sich und reicht noch ein Stück in die Terebratelschichten hinein. Jedenfalls gehören diese 2—3 m „*Trigonodus*-Kalke" über den „gelben Kipper" (siehe unten); ob sie nicht vielleicht irgendwo ganz in die Fränkischen Grenzschichten fallen, ist sehr zweifelhaft. Der „gelbe Kipper", ein Hauptleithorizont der Uffenheimer Tonfacies, läßt sich noch bis Acholzhausen—Sommerhausen verfolgen, ein gelber, dolomitischer Mergelkalk, kantig zerfallend, oben von einer dunklen Schieferlage bedeckt. Auch die gelben Mergel der Kiesbank stellen sich über der Hauptterebratelbank ein. So zeigen die unteren Terebratelschichten schon wieder ein normaleres Bild; doch fehlen auch hier nicht Quaderkalke mit viel Terebrateln. Die Mächtigkeit der *Semipartitus*-Schichten beträgt bei Sommerhausen etwa 8,5 m, bei Acholzhausen 7,4 m, bei Hemmersheim 6,2 m.

Die Hauptterebratelbank ist ein 1,5—2 m mächtiger Quaderhorizont. Ihre Abgrenzung ist dann sehr schwer, wenn sich, wie dies oft der Fall ist, die Riffkalkbildung nach oben und noch häufiger nach unten fortsetzt (Tückelhausen, Acholzhausen, Aub, Hemmersheim). So entsteht hier ein 2,5—4 m mächtiges Quadermassiv, das ja leicht erlaubt, die Beziehungen nach Westen herzustellen. Gerade hier in und dicht unter der Hauptterebratelbank sehen wir ausgezeichnet die Struktur der Austernriffe, die kleinere Knollen mit konzentrischem Bau oder mächtige Schichtenanschwellungen bilden (Goßmannsdorf, Hemmersheim). Bei Sommerhausen birgt die Hauptterebratelbank eine besonders reiche Fauna: Terebrateln, Gervillien, *Pecten, Terquemia, Lima, Myalina, Ostrea*, Myaciten.

Der Gervillienkalk beginnt in der Regel mit 1—2 m Muschelquadern, zum Teil mit Schrägschichtung. Dann folgt, durch wenig Mergel und dünne Kalkbänke getrennt, der mächtigste Quaderhorizont. Bei Acholzhausen sind davon nur 3—4 m, bei Tückelhausen, Goßmannsdorf und Sommerhausen etwa 6 m erschlossen. Auch hier deutliche Diagonalschichtung. Weit ausgedehnte Stylolithenzüge sind sehr verbreitet. Noch bei Aub und Hemmersheim finden wir hier Muschelquader oder Kornsteine, wenn auch nicht mehr in solchen Massen wie weiter im Norden. Sie setzen sich noch weiter nach Süden ins Württembergische fort. Die Kornsteinbrüche im Steinachgebiet (Freudenbach, Frauental, Sechselbach—Buch) liegen gerade im obersten *Nodosus*-Kalk und werden häufig von der Hauptterebratelbank gekrönt. Damit haben wir den Uebergang zu den „16,57 m Kornstein mit *Ceratites nodosus*", die Regelmann in seinem Profil von Schrozberg—Niederstetten beschreibt, und damit auch die Brücke zu den Kornsteinen des Kochertals. Sandberger und Zelger sahen in all diesen Quaderkalken, die allen möglichen Niveaus angehören können und die z. B. bei Sommerhausen—Tückelhausen etwa die oberen 18 m des Muschelkalks umfassen, einen einheitlichen „*Trigonodus*-Kalk", der „nach Süden anschwillt". Nun liegt aber der *Trigonodus*-Kalk von Randersacker viel höher als die Hauptmasse dessen von Sommerhausen. Sandberger setzt aber in seinem Profil von Sommerhausen beide stratigraphisch einander gleich und kommt daher in seinem Gesamtprofil auf viel zu geringe Mächtigkeiten; denn der *Trigonodus*-Kalk von Randersacker endet (nach Sandbergers Profil) 5,75 m unter der Lettenkohlengrenze, die Quader von Sommerhausen reichen aber mindestens 17—18 m tief hinab. Der Kombinationsfehler beträgt also mindestens 12 m. Sandbergers Profil von Sommerhausen beginnt somit etwa mit dem unteren Gervillienkalk. Es ist leider bis jetzt noch nicht gelungen, die Bank der kleinen Terebrateln auch im Maintal

wiederzufinden. Vielleicht ist sie identisch mit SANDBERGERS „wulstigen Kalken ca. 2,5 m“ von Sommerhausen.

Die Tierwelt bietet wenig Neues: *Myophoria pes anseris* in den Muschelquadern in der Nähe der oberen Terebratelbank, *Nothosaurus*-Zähne im Bonebed zwischen Ton und Kalk der Bairdienletten, *Asterias cilicia* 2 m unter der Hauptterebratelbank (nach dem Profil von Hemmersheim von BAUR), wahrscheinlich genau im selben Horizont wie bei Crailsheim.

### 3. Der Osten der Quaderkalke.

Wir haben hier ein Gebiet, wo sich besonders in der Nähe der Hauptterebratelbank die Nachbarschaft der Uffenheimer Tonfacies immer mehr geltend macht. Die Bairdientone sind der Rifffacies erlegen, die durchgehende Quadermasse fällt mitten in die Fränkischen Grenzschichten. Die obere Terebratelbank ist allerdings hier ebensowenig mit Sicherheit durchgehend nachzuweisen wie im Zentralgebiet, und so ist eine ganz genaue und sichere Einreihung der oberen Quader hier wie dort noch nicht möglich. Die Fehlerquelle liegt nur in der Entscheidung, ob die obere Terebratelbank in oder unter den oberen Quadern zu suchen ist. Ersteres nehme ich für das Zentralgebiet, letzteres für den Osten an, obwohl der Beweis nur an einigen Punkten erbracht ist; denn die Aufschlüsse zeigen gerade hier eben sehr selten das Liegende der Quader. Die unteren Quader treten im oberen Gervillienkalk auf, werden jedoch nur bei Zeubelried, Gickelhausen und Rothenburg neben den oberen Quadern ausgebeutet. Die meisten Aufschlüsse liegen daher in den Fränkischen Grenzschichten, die hier etwa $3^1/_2$—$4^1/_2$ m mächtig sind, zwischen Rothenburg und Lohr aber vollständig auskeilen. Die Muschelquader sind durchschnittlich 1—2 m dick, bald einheitlich, bald geteilt, bald dicht unter dem Bonebed, bald durch 0,5—1,5 m lockere Schichten von ihm getrennt. Den Namen *Trigonodus*-Kalk verdienen sie am meisten, denn *Trigonodus Sandbergeri* ist in ihnen ziemlich häufig, bald in kleinen, bald in sehr großen Exemplaren. Dazu kommen noch verschiedene Myophorien, *M. vulgaris*, *M. Goldfussi* und etwas seltener *M. pes anseris* (Gollachostheim, Martinsheimer Mühle). Sehr vereinzelt sind Funde von *Gervillia substriata* und Schnecken. Schrägschichtung kommt auch hier vor, und Septarien treten mitten zwischen den Muschelmassen ebenso auf wie unter und über ihnen. Häufig werden sie von starkwelligen Blaukalken (bis 20 cm hohe Wellen) bedeckt, die sich wieder in mächtige Septarien (bis 80 cm lang, 15 cm dick) auflösen können. Das Grenzbonebed ist stets glaukonitisch, enthält ziemlich viel Sand und ist sogar manchmal ein verkieselter Sandstein. Seine schönste Ausbildung zeigt es bei Rothenburg, wo es ungewöhnlich dick und reich an Wirbeltierresten ist. Dort enthält es auch Koprolithen, deren Zähne und Schuppen uns Aufschlüsse über die Ernährung ihrer Erzeuger geben. Gelbe Mergel mit oder ohne Gekrösekalke und Septarien erinnern an die Kochendorfer Ausbildung des Glaukonitkalks.

Die Nähe der Uffenheimer Facies läßt sich auch an den oberen *Trigonodus*-Kalken erkennen. Bei Zeubelried und Marktbreit (W und SW) schieben sich in die Quader Blaukalk- und Mergellagen ein, die aber seitlich auskeilen und sich dort nur noch in Form von Septarien fortsetzen. An der Martinsheimer und Enheimer Mühle werden die Quader, die am Galgenberg von Marktbreit doch noch ziemlich kompakt sind, mehr und mehr zerteilt. Der eigentliche Uebergang zur Tonfacies ist jedoch ganz schroff und unerwartet; denn $^1/_2$ Stunde weiter östlich (Winkelhof, Packsmühle) ist von Quaderkalken keine Spur mehr zu finden.

Die Terebratelschichten sind bei Zeubelried und Marktbreit sehr wenig verschieden von der Uffenheimer Ausbildung, nur sind sie etwas kalkreicher. Der „gelbe Kipper“ ist auch hier ein vor-

züglicher Leithorizont (80 cm). 1—1,5 m trennen ihn von der gelbgrauen „Kiesbank“. Als obere Terebratelbank sind die Schichten über dem „gelben Kipper“ aufzufassen. Wie bei Uffenheim liegen hier zwischen zwei Splitterkalkbänken knauerige, knorrige Kalke mit Mergelschiefer. Gervillien, Myaciten, Ostreen bilden die Fauna dieser 1—1,5 m mächtigen oberen Terebratelbank. Die Hauptterebratelbank liegt 8—8,8 m unter der Grenze und ist auch hier die Hauptfossilbank: ungewöhnlich große, „fette“ Terebrateln, Myaciten, Ostreen, Gervillien, Terquemien, aber auch *Myalina eduliformis* etwas reichlicher als sonst. Der obere Gervillienkalk enthält bei Zeubelried etwa 2,5 m rötliche Muschelquader = Kornsteine, die bei Marktbreit fast ganz in Mergel, Blau- und Splitterkalke übergegangen sind.

Bei Langensteinach ist die Hauptterebratelbank außerordentlich schön ausgebildet, reich an Austernkolonien, die dicht unter ihr (am Weg nach Reichardsroth rechts der Straße) mächtige Riffe bilden, welche wie gewaltige Kreisel (180 cm hoch, 250 cm breit) in den Schichten sitzen, in die sie eingesenkt sind oder die sich (Hauptterebratelbank) über sie hinwegwölben. Bei Gickelhausen traten kleine Riffe als dicke Austernknollen in der Hauptterebratelbank selbst auf. Der obere Gervillienkalk ist bei Langensteinach 460 cm mächtig und schließt unten mit Kalkplatten und Mergeln. Die Bank der kleinen Terebrateln enthält außer diesen Gervillien, Myaciten, Crinoideen- und Bonebedreste. Der Tonhorizont ist durch einige dünne Mergelschieferlagen angedeutet. Unter dem etwa 2,5—3 m mächtigen unteren Gervillienkalk (ob nicht ein Teil des Tonhorizonts noch weiter hinabreicht, läßt sich nicht entscheiden) sind bei Langensteinach noch etwa 8 m erschlossen. Eine 70—80 cm mächtige Schicht schwarzen Schiefertons liegt etwa 14 m unter der Hauptterebratelbank und dürfte für den oberen *Nodosus*-Kalk dieses Gebiets einen Leithorizont abgeben. Bei Gickelhausen treten im oberen Gervillienkalk Kornsteine mit *Trigonodus Sandbergeri* auf.

Die Umgebung von Rothenburg nimmt eigentlich schon wieder eine besondere Stellung ein; diese ist bedingt durch das Auskeilen der obersten Schichten, stärkeren Kalkreichtum und schwachen Dolomitgehalt einzelner Bänke. Die *Semipartitus*-Schichten sind südlich Steinsfeld nicht mehr 6 m mächtig, direkt nördlich Rothenburg (über Dettwang) nur noch 4,4 m, südlich Rothenburg am Siechhaus noch 4 m, und an der Straße von Rothenburg nach Lohr (Blatt Kirchberg NO-Ecke) liegt die Hauptterebratelbank kaum noch 3 m unter der Grenze. Der Sphärocodienkalk ist hier beinahe Grenzbank (30 cm unter dem Bonebed), während er am Siechhaus erst 1 m (bei Dettwang 1,5 m) unter der Grenze beginnt (hier allerdings nur Kümmerformen). Der „gelbe Kipper“ läßt sich noch bei Steinsfeld nachweisen. Ueber der Hauptterebratelbank treten gelbe dolomitische Mergel auf („Kiesbank“). In den Terebratelschichten weisen *Myophoria Goldfussi*, *Lingula tenuissima*, Glaukonit und Bonebed (in mehreren Schichten) und der Dolomitzuschuß auf Flachmeer hin. Muschelquader, mit den oberen *Trigonodus*-Kalken den „Rothenburger Baustein“ bildend, kommen auch hier vor. Die Hauptterebratelbank ist sehr reich. Die Kornsteine des oberen Gervillienkalks werden bis über 3 m mächtig, sie enthalten viele weißliche Einschlüsse. Etwa 5—6 m unter der Hauptterebratelbank liegt die Bank der kleinen Terebrateln. Diese selbst sind hier allerdings noch nicht nachgewiesen, wohl aber ihre Begleiter: Gervillien, Myaciten und *Myophoria Goldfussi*.

Gümbel und Regelmann haben von Rothenburg Profile veröffentlicht. Das Profil von Regelmann zeigt uns, daß *Trigonodus Sandbergeri* noch unter der Hauptterebratelbank vorkommt, die 440 cm unter der Grenze endigt. Der Dolomitgehalt ist hier zu stark hervorgehoben, während ihn Gümbel vollständig vernachlässigt. Die *Cycloides*-Bank sucht Gümbel vergeblich, weil er sie in den obersten

13 m des Muschelkalks vermutet. Seine Angabe über *Spiriferina fragilis* und Enkrinitenstiele in diesen hohen Schichten steht zu einzigartig da, um weiter erörtert zu werden.

## Profile.

### Quaderkalke 133—169.

#### 133. Profil Rothof—Effeldorf.

x Gl.K. Nach Sandberger 2,6 m:
- Schieferton, gelbe Mergel, Blaukalk und Muschelbänke im Abraum
- 20—25 stark gewellte Blaukalkbank
- 30 Muschelbank, unten wellige Bank

2,6 m B.T.:
- 130 Schieferton, unten dolomitische Bänkchen
- 5—10 Splitterkalk
- 10—5 Blaukalk, in Septarien auskeilend
- 30 Splitterkalk—Kornstein
- 20 welliger Blaukalk und gelbe Mergel, Septarien
- 15 dunkler Schieferton
- 35 stark welliger Blaukalk, Septarien und Schieferton
- 15 gelber Schiefer, auskeilender Splitterkalk
- — — — — — — — —?

T.Sch.:
- 65 Splitterkalkplatten—Quader
  Blaukalk und Schiefer.

#### 134. Profil Rottendorf—Bahnwärterhaus.

1,4 m + Gl.K.:
- 30 harte, kristalline Bänke
- 110 gelbe Mergel, wellige Kalke und Septarien, Schieferton, unten festere Bänke

ca. 2,5 m B.T.:
- 120—130 Schieferton, unten härtere Plättchen eingelagert
- 35 welliger Blaukalk in Schieferton und gelbem Mergel, Septarien
- 25—30 dicke wellige Blaukalke
- 20 Muschelbank
- 30 + harte Bänke mit Blaukalkschmitzen, darunter Schiefertone und Knauerkalke (O.T.?).

#### 135. Profil Rottendorf—Gieshügel.

B.T. + T.Sch.:
- 120—140 grauer Schieferton (darüber Wulstkalk und gelbe Mergel = Gl.K.)
- 35 hochwellige Kalke, nach S überfaltet, Septarien
- 60 Quader
- 30 Wulstkalk } wellige Kalke und große Septarien
- 50 Quader
- 15 Mergel und Kalk
- 100 Muschelquader.

#### 136. Profil Randersacker SO (Hohenrode).

U.L.:
- 30 grüne Plättchen
- 120 graue Mergelschiefer

2,5 m Gl.K.:
- 10 sandiges Bonebed, viel Glaukonit
- 60 Muschelbänke mit Septarien
- 60 gelbe, dolomitische Mergelkalke mit Blaukalk, Septarien mit Baryt, Bänkchen voll Glaukonit
- 15—20 Muschelbank
- 40 dünnbankige Kalke mit Muscheln
- 65 wellige Kalke mit Mergel, unten verbackener Knauerkalk

2,4 m B.T.:
- 130 graue Mergelschiefer, von 40—60 wellige Blaukalke und Knollen
- 20 stark wellige Blaukalke, Ueberfaltungen nach S., Septarien
- 75 Muschelbänke mit Septarien und Blaukalkschmitzen } oder 90 Quader mit Septarien
- 15 dünne Blaukalklage mit wenig Mergel

T.Sch.:
- 160 Muschelquader, *Myophoria pes anseris*

#### 137. Profil Lindelbach W.

1,8 m Gl.K.:
- 20 Bonebed mit Glaukonit, Kalk und Mergel
- 160 Muschelquader, unten deutliche Wellen

ca. 2,6 m B.T.:
- 60—65 graue Mergelschiefer
- 35—40 wellige Kalke und Mergel
- 45 graue Mergelschiefer
- 10—30 stark wellige Kalke
- 90 bez. 40 Splitterkalk
- 5 bzw. 55 wellige Kalke und Schiefer

T.Sch.:
- ca. 200 Muschelquader.

## 138a. Profil Krensheim SW (vgl. Textabb. 3 S. 111 [383]).

U.L.: Zellendolomit
65 Schieferton
15 Dolomit
30 Schiefer
50 Mergelplättchen
130 grünliche Mergelschiefer

2—2,1 m Gl.K.:
15 Mergelkalk mit Bonebed und Glaukonit
30 graue und gelbe Mergel, Bonebed, *Lingula*
45 graue Kalkbänke, unten wellig, *Myophoria Goldfussi*
90 gelbe Mergel und Gekrösekalke, zum Teil fast Zellendolomite, unten Wellen
30 Splitterkalk

1,6—1,7 m B.T.:
70 gelbe Mergelschiefer, Kalkschmitzen
55 grüner Bairdienton, **weiße Bairdia pirus in Massen**
5—10 Blaukalkknollen und -lagen
20 Mergelschiefer
5 grauer Kalk
5 gelber Mergel

3 m T.Sch.:
90 O.T.: Quader (Habitus wie H.T.), viel Terebrateln, *Terquemia*, Austern, *Gervillia*, *Myalina eduliformis*
35 graugrüne und gelbe Mergel
10 Splitterkalk, Terebrateln
20 gelber Mergel
140 Muschelquader, ohne scharfe Grenze übergehend in

1,7 m H.T.: Terebratelquader, *Ceratites semipartitus*
O.G.:
100 + Muschelquader mit hohen Stylolithen (bis 10 cm hoch).
(Die Quader führen *Lima*, Myophorien, Gervillien, Terebrateln und sind Gegenstand des Abbaues.)

ca. 100 m bzw. 200 m weiter östlich im selben Aufschluß:

| | |
|---|---|
| 135 Bairdienton | oder 175 Bairdienton |
| 190 O.T. Quader | 35 O.T. 3 Terebratelbänke |
| 0—5 Mergel | 35—60 Schieferton, graugrün |
| x Terebratelquader | 20 Splitterkalk |
| | 200 + Quader |

## 138b. Profil Krensheim NW.

110 + Bairdienton
320 Terebratel- und Muschelquader, oben unbrauchbar, unten gut
5—20 gelbe Mergel
200 + gute brauchbare Quader.

## 139. Profil Vilchband OSO.

U.L.: sandige Platten
100 graue Schiefertone

1,4 m Gl.K.:
20 Glaukonitkalk, Bonebed mit Glaukonit und Mergel
20 rotbrauner Splitterkalk
45 Blaukalk und gelber Mergel, schwache Wellen
50 Splitterkalk und Muschelbänke, Verknetungen, Septarien
} bei Bütthard 1,8 m

1,2 m B.T.:
110 schwarzer Schieferton, oben gelbbraun verwittert, kein Kalk
10 schwach welliger Blaukalk bzw. Kalkknollen

T.Sch. + :
ca. 600 Quader, oben reich an Terebrateln, keine trennenden Schichten mehr.

## 140. Profil Gaubüttelbrunn W.

U.L.:
100 + Schiefer

2,2 m Gl.K.:
25 Glaukonitkalk, sehr viel Glaukonit, Bonebed
15—25 gelbe Mergel
60 Splitterkalk
80 gelbe Mergel und Gekrösekalk
40 Splitterkalk und Blaukalk
} „obere Zugbank“

1,4—1,5 m B.T.:
130 gelbliche-graugrüne Schiefertone
10—20 stark welliger Blaukalk, Hauptfaltung NO—SW.

x T.Sch. + :
40 O.T.: „untere Zugbank“, Muschelbank, Terebratelschalen
40 Schieferton mit auskeilenden Kalkbänken, Terebrateln
50 Quader, „Schale“
100 Kristallkalk, „Kern“, bester Stein
140 Quader, zum Teil Kristallkalk
200 blaue Kalkquader.
} Quader

## 141. Profil Kirchheim SO.

U.L.:
ca. 200 dunkle Schiefertone

2,3 m Gl.K.:
25 Kalk mit sehr viel Glaukonit
20 gelbe Mergel
30 Splitterkalk mit Verknetungen
40 Blaukalk und Schieferton
45 gelber Mergel und Blaukalk
35—45 Gekrösekalk, Kalkknollen und Mergelschiefer
35—25 verbackener Knauerkalk
} „Obere Zugbank"

1,3 m B.T.:
110—120 gelbe—graugrüne Schiefertone, kein Kalk
10—20 stark wellige Blaukalke mit Firstsprüngen, Ueberfaltung nach NO.

x T.Sch.:
30 O.T.: kristallin, „untere Zugbank"
65 Schiefer und Kalkbänke mit Terebrateln, stark wechselnd
220 + Muschelquader

## 142. Profil Kleinrinderfeld O.

ca. 2 m + Gl.K.:
ca. 90 verstürzte dünnplattige Muschelbänke, *Trigonodus*
80—90 gelbe Mergel und Kalkknollen, unten Gekrösekalk
25 wulstiger, verbackener Blaukalk

1,8 m B.T.: Schieferton mit wenig Kalkknollen

ca. 4,7 m T.Sch.:
25 O.T.: „Zugstein", Muschelbank zwischen Blaukalk, Terebrateln
20 gelber Mergelschiefer
5—10 schwach welliger Blaukalk
50—60 graugrüner Schieferton mit Kalkknollen
50 „Schale", kristalline Muschelbänke, Terebrateln
175 Muschelquader—Kornsteine, viel rotes Eisenoxyd
40—45 „Blaue Steine", Quader; Stylolithen
100 Kristallkalk, „Kern", Muschelreste noch erkennbar (H.T.?)
} Quader
— — — — — — — —?
40—50 unbrauchbarer Stein, „härter wie Granit", H.T.?

## 143. Profil Lindflur—Reichenberg.

U.L.:
ca. 120 Mergelschiefer

2,95 m Gl.K.:
70 Glaukonitkalk, große Glaukonitflecken, viele Muscheln, Myophorien; Verknetungen, Septarien, Wellen
45 Gekrösekalk und gelber Mergel
55 Blau- und Splitterkalkbänkchen, Baryt
15 brecciöser Kalk, kleine Knauern
40 Splitterkalk und Blaukalkwellen
70 gelbe Mergel mit Kalkknollen und Schmitzen

1,8 m B.T.:
75 gelbgraue
60 graugrüne } Mergelschiefer mit wenig Kalk
40—45 Kalkbänkchen, zum Teil wellig, und gelbe Mergel

3,5 m + T.Sch.:
25—30 O.T.: Splitterkalk
25 Mergel und Kalkwellen
120—130 Muschelquader mit Blaukalkschmitzen, von N. her Schiefer einkeilend und die Quader auflösend; oben Terebrateln
15—20 Schiefer und Kalkwellen.
15—20 Splitterkalk
25 gelbe Bank
65 Splitterkalkbänke
10 Schiefer und Kalk
15 Splitterkalk

## 144. Profil Rottenbauer N (Molkenbrunn).

2,35 m Gl.K.:
50 Sehr harte Muschelbank, viel Glaukonit
30 gelbe Mergel und grüne Glaukonitschiefer
20 gelbbraune, drusige Kalkbänke
75 Blaukalke und Muschelbänke, Myophorien, *Anoplophora*
60 dunkle Schiefertone und gelbe Mergel mit welligem Blaukalk und Kalkknollen

1,8 m B.T.:
35 grünlicher Schieferton
40 Blaukalk und Muschelbänke mit Schieferton
60 grünlicher Schieferton
40 Quader, oben Septarienbank
5 Blaukalk
— — — — — — — —?

T.Sch.:
110 + Quader mit Stylolithen, *Myophoria pes anseris.*

## 145. Profil Rottenbauer SO (Weg nach Winterhausen).

2,6 m Gl.K.:
- 40 harter Glaukonitkalk, rotbraun verwitternd
- 40 gelbe Mergel
- 30 welliger Blaukalk und Schieferton
- 140—160 Quader mit Septarien und Blaukalkschmitzen mit Braunspatnetzsprüngen

B.T. + T.Sch.:
- 110—120 dunkle Schiefertone, wenig Blaukalk
- 250 Quader, oben welliger Blaukalk.

## 146. Profil Rosenmühle bei Würzburg.

Glaukonitkalk verstürzt
- 90 gelbe Mergel und Kalkknollen und Wellen

2,1 m B.T.:
- 80 Mergelschiefer, sehr wenig Kalk
- 100 schwarze Schiefertone
- 30 Kalkknollen und Mergelschiefer

2,9 m + T.Sch.:
- 25 glatter Blau- und Splitterkalk, *Lingula*, unten schwaches Bonebed
- 70—90 Schieferton mit Septarien (Pyrit), die sich unten zusammenschließen
- 30—40 Splitterkalk mit Terebrateln
- 85 Blau- und Wulstkalke mit Mergelschiefer
- 10 Splitterkalk
- ca. 50 Mergel und Kalkknauern.

## 147. Profil Eibelstadt (rechte Talkante).

ca. 1,5—2 m Gl.K.:
- ca. 50 kristalliner Glaukonitkalk, plattig verwitternd
- 20 gelbe Mergel, seitlich verschwindend
- 75 blaue Splitterkalke
- 10 wellige graue Kalkbänke

2,7 + 0,9 m B.T. + T.Sch.:
- 70—80 gelbgraue Mergelschiefer mit wenig starkwelligen Blaukalken
- 30 Blaukalkbänke
- 30 graue Mergelschiefer
- 140 Muschelquader, unten dünne Mergellage
- — — — — — — — —?
- 90 Muschelquader (O.T.?).

## 148. Profil Sommerhausen SSO (rechte Talkante).

ca. 3 m Gl.K.: verstürzte *Lingula*-Platten und Splitterkalk

ca. 2,5 m B.T.:
- 80 + Mergelschiefer
- 200 Muschelquader, oben besonders reich, bei Verwitterung dünne Plättchen

ca. 4,5 m T.Sch.:
- 40 dünne Kalkplatten, wenig Schiefer ?
- 70 Mergel und Kalkknollen, unten Knauerkalk ↑ O.T.
- 45 Splitterkalk, oben knauerig |
- 65—70 „gelber Kipper", oben mehr schiefrig, unten kantig klüftender, gelber Mergeldolomit
- 60 Muschelbänke mit wenig grauem, glattem Kalk, zum Teil Quader
- 35 gelber Mergel mit Kalk
- 50 Muschelbank mit Mergel, *Lima*, Austern[1])
- 40 „Kiesbank", gelbe Mergel und knauerige Kalke; Terebrateln, *Gervillia, Terquemia*

1,4—1,7 m H.T.:
- 100 Terebratelquader sehr reich, auf der Schichtfläche *Lima, Terquemia*
- 40 2 Terebratelbänke mit Mergel, *Pecten laevigatus, Myalina eduliformis, Lima striata, Ostrea*

ca. 7 m G.:
- 20 blättriger fossilreicher Kalk, große Myaciten, Gervillien, Austern, weniger Terebrateln
- 70—90 Muschelquader
- 65—20 gelbe Mergel und Kalkplatten
- 120—170 Muschelquader, weiße Einschlüsse, Schrägstruktur, Stylolithen, oben viel *Ostrea sessilis*
- 25 Mergel und Kalk, Acrodus-Zähne
- 250 Muschelquader, feinkörnig, Diagonalstruktur; Stylolithen in hohen langen Zügen
- 30 Mergel und dünne Kalklagen
- 120 Quader

Wenige Meter darunter ist Sandbergers Profil von Sommerhausen einzureihen.

## 149. Profil Goßmannsdorf NW.

U.L.:
- 30 festere Bänke
- ca. 150 Mergel
- 30 graugrüne, sandig dolomitische Plättchen
- 90—100 graue Schiefertone

1,5 m Gl.K.:
- 20 Bonebed und Mergel mit Glaukonit
- 80 Muschelbänke, reich an schönen Septarien
- 50 Splitterkalk, genau wie bei Kochendorf

1) Mit dieser Bank schließt Reis den Muschelkalk im Profil von Sommerhausen nach oben ab, während sie tatsächlich 7—8 m unter der Grenze liegt.

B.T. + T.Sch.:
90—100 graue Mergelschiefer
5 wellige Kalke
210—220 einheitliche Muschelquader, Myophorien, oben Bonebedreste, Glaukonit, unten O.T.?
110 gelbe Mergel, dunkle Schiefer, wenig Kalk * (vgl. Profil 150) } O.T.
ca. 50 Splitterkalk **
40 gelbe Mergel (gelber Kipper)
40 dünne Kalkplatten, Terebrateln
70 Muschelbänke mit Terebrateln ***.

## 150. Profil Goßmannsdorf S (Hasenleite).

T.Sch.:
ca. 15 Splitterkalk
ca. 40 Schiefer mit Kalkknollen * (vgl. Profil 149)
ca. 50 Kalkbänke **
ca. 40 gelbe Mergel (gelber Kipper)
40 dünne Kalkplatten
90 kristalline Muschelbänke ***
40 grauer Mergel
20 Splitterkalk
40 gelber Mergel, „Kiesbank“

1,6 m H.T.:
25 dünne Kalkplatten mit Terebrateln
140 Terebratelquader, Riffstruktur, besonders unten schöne Austernriffknollen (s. Textabb. 7, S. 151 [423])

9 m G.:
100 Muschelquader, Diagonalstruktur
40 Mergel und Kalkplatten
40 Muschelbank
20 Mergel mit Kalk
550—600 Muschelquader (werden abgebaut[1])
100 + Blaukalk und Schiefer.

## 151. Profil Acholzhausen (obere Hälfte am Bahnhof, untere talab besser erschlossen).

U.L.:
300 dunkle Schiefertone
200 gelbe Dolomite und Mergel
150 dunkle Schiefertone
80 grünliche Schiefertone, fester, unten sandige Plättchen
80—100 dunkle Schiefertone

1,1—1,5 m Gl.K.:
10 sandiges, hartes Bonebed, Glaukonit
40—50 gelbe Mergel und wellige Kalke
60(—75) Muschelquader mit Blaukalkwellen, -schmitzen und Septarien
15 Splitterkalk
10—20 welliger Blaukalk mit gelbem Mergel, Muschelbank mit *Anoplophora*

ca. 1,8 m B.T.:
80—110 grauschwarze Schiefertone
45—30 Splitterkalk, oben Bonebed, Glaukonit, *Estheria, Lingula,* Koprolithen (vergleiche Goßmannsdorf, NW)
25 wellige Blaukalke und Mergel
20 Muschelquader

4,2 m T.Sch.:
90 Muschelquader, feinkörnig, viele kleine Muscheln, oben Terebrateln, Saurierwirbel
45 knollige Kalke, Septarien, Mergel, unten übergehend in
75(—55) harte Splitterkalke — Muschelquader mit Terebrateln und weißen Einschlüssen
60(—75) „gelber Kipper“, oben schwarzer Schieferton, unten gelber splittriger Mergelkalk
65(—90) Muschelquader, oben Kristallkalk, unten viel Terebrateln; rasch wechselnd
40(—20) grauer Mergelkalk, in gelben Mergel verwitternd
40(—75) Terebratelbänke, sehr reich, Quader werdend
15(25—5) gelbe Mergel, Kiesbank
1,85 m H.T.: Terebratelquader, sehr reich } oberes
5,7 m + O.G.: } Quader-
100(—150) Muschelquader } massiv
50—55 Mergelschiefer, wenig Blaukalk
40—50 Splitterkalk mit Mergel
50—75 Kornsteine (Beginn des Quadermassivs bei Tückelhausen) } Unteres
15 Mergelschiefer } Quader-
300 + feinkörnige Muschelquader, sehr muschelreich } massiv

## 152. Profil Rittershausen—Bolzhausen (kombiniert aus 6 Profilen).

U.L.:
300 dunkle Schiefertone
40—60 glatte Blaukalke und brecciöse Kalke
75 gelbe, dolomitische Mergel, Zellendolomit
15 Blaukalk, Bonebed
40 graue Mergelschiefer
10—1 blauer Splitterkalk, Glaukonit, Bonebed, Koprolithen, Nagelkalk
40 graue Mergelschiefer
45 graugrüne dolomitische Platten
90 graugrüne Mergelschiefer

1) Bei Tückelhausen oben auf 6 m Muschelquadern ein durchgehender Horizont Knollen von *Ostrea sessilis.*

1,4—2 m Gl.K.:
40—50 sandiges Bonebed mit Glaukonit, wellige Kalke und gelbe Mergel
100—150 Splitterkalk, unten voll Muscheln, mitten brecciös, Verknetungen, wellige Blaukalke und Mergel; sehr rascher Wechsel, eine Schicht auf wenige Meter von 40 bis zu 80 cm anschwellend
x B.T. + T.Sch.:
70—15 grauschwarze Schiefertone, weiß ausblühend; rasch wechselnd
70—120 wellige Blaukalke, Splitterkalk oder Muschelquader, oben Bonebed
5—45 Mergel und wellige Blaukalke
200 feinkörnige Muschelquader, zum Teil in Splitterkalk übergehend. O.T.?
An einer Verwerfung schöne Kalkspatskalenoederzwillinge

## 153. Profil Riedenheim SO.

U.L.: Schieferton

0,2 m Gl.K.:
20 braune Bonebedplatten
1—1,3 m B.T.:
100—130 Mergelschiefer
3,4—4 m T.Sch.:
45—115 O.T.: feste Bänke, sehr reich, besonders unten; hier Muschelquader
10—15 gelbe Mergel (GI)
15 verbackener Knauerkalk
50 Muschelquader
40—50 feinkörnige Muschelquader mit Mergelschmitzen
60 gelbe Mergel mit blauem Kalk (GII)
25 Splitterkalk
5 Mergel
65 Terebratelbänke
10 Mergel (Kiesbank)
4,6—5,5 m
0,9—1,1 m H.T.: Terebratelquader; fest verbunden mit
130 Muschelquader.

## 154. Profil Aufstetten.

U.L.: sandige graugrüne Dolomitplättchen
50 Mergelschiefer

0,2 Gl.K.:
20 dolomitische, zum Teil wellige Platten, oben dünnes braunes Bonebed
1,1 m B.T.:
110 graugrüne Mergelschiefer
T.Sch.:
65 O.T.: blaue reiche Terebratelbänke, oben sandige Bonebedschicht mit glänzenden Terebratelschalen
30 GI: gelbe Mergel und Schiefer mit Terebrateln
35 Splitterkalk, oben Terebrateln.

## 155. Profil Zeubelried SW.

U.L.:
80 gelbbraune dolomitische Mergel
110 graue Schiefertone
50 graugrüne Plättchen
110 grauer Schieferton, oben wenige dolomitische Bänkchen
2,1 m Gl.K.:
25 Grenzbonebed sandig, Glaukonit und Mergel
45 gelbbrauner Mergeldolomit mit auskeilenden Blaukalklagen
15 Splitterkalk, fluidale Struktur
40 wellige Blaukalke, Ueberfaltung WNW, Septarien in gelbem Mergel
80—90 Muschelbänke und gelbblaue Kalke
B.T.:
35—25 Mergel mit welligem Blaukalk, bei Ochsenfurt SO. dunkler Schieferton, unten wellige Blaukalke und mächtige Septarien (80 × 15 cm)
35 Muschelquader
15 gelbe Mergel und Blaukalk, seitlich auskeilend, nur noch Septarien in Quadern
50 + Muschelquader
Lücke
60 + Quader
— — — — — — — —?
ca. 4,5 m T.Sch.:
65 Kalkbänke mit wenig Mergel
60 Mergel mit Kalkknollen, unten Knauerkalk
40 Splitterkalk—Quader oder oben 30 Knauerkalk, unten 10 Splitterkalk
} O.T.
80 „gelber Kipper", oben 15 grauer Schieferton, unten fester gelber Mergelkalk
20 Splitterkalk
20 Kalkknollen
95 Muschelbänke, mitten Blaukalk, Myaciten, *Lima, Ceratites dorsoplanus;* unten Terebratelbänke, *Myalina, Terquemia, Gervillia, Turritella, Lima*
25 Knauerkalk mit Terebrateln, *Lima, Terquemia*
45 gelbbrauner Mergel, Kiesbank
8 m +
0,85 m H.T.:
20 Knauerkalk mit Terebrateln, *Gervillia, Terquemia, Ostrea, Myalina, Myaciten*
65 4 Muschelbänke mit Blaukalk und Mergel, sehr reich, auch an *Myalina*
O.G.:
55 Mergel mit Kalkbänken
35 Muschelbänke
240 rötliche Muschelquader, Kornstein mit Stylolithen.

## 156. Profil Marktbreit[1]) (Straße nach Gnodstadt und nach Enheim).

U.L.: Mergelschiefer
40 sandige Platten
100—110 dunkle Mergelschiefer

4,6 m Fr.Gr.:
20 Bonebed, rotbraun, sandig, Glaukonit, Mergel
70 Splitterkalk mit Glaukonit
25 welliger Blaukalk
30—40 gelbe Mergel
5 welliger Blaukalk, zum Teil lange Wellenfurchen
200—210 Muschelquader mit Septarien, besonders unten mit Blaukalkschmitzen, die nach Westen auskeilen, nach Osten sich zusammenschließen; an der Enheimer Mühle Quader zerteilt. *Myophoria Goldfussi, M. vulgaris, M. pes anseris, Trigonodus, Gervillia substriata*
25 Verknetungen und Blaukalk
45 Schieferton mit $^1/_3$ Blaukalk, zum Teil Knauerkalk
30 verbackener Knauerkalk und Blaukalk

3,6 m T.Sch.:
20 Splitterkalk, Myaciten, Ostreen, kleine Muscheln, glänzende Schalenreste
80 { 20 Mergelschiefer; 5—10 Splitterkalk; 25 Schieferton mit Kalkknollen; 25 knorrige Kalke, *Gervillia*, Myaciten
15 Splitterkalk
80 „gelber Kipper", oben schiefrig grau, unten senkrecht klüftend, gelb
40 dünne Kalkbänke und Knollen mit Mergel, Terebrateln, *Terquemia*, *Gervillia*, Myacitenplatten
65 Splitterkalke, nach unten immer muschelreicher, Terebrateln, *Gervillia, Terquemia*
} „Obere 3 Läg"
55 Kiesbank, graugelbe Mergel, wenig Kalk (oben knauerig), Terebrateln, *Gervillia, Terquemia*

0,6 m H.T.: oben reiche Muschelbank, unten ärmer: große Terebrateln, Myaciten, *Pecten laevigatus, Lima, Terquemia*, Schnecken; *Ceratites dorsoplanus*

4,4 m O.G.:
45 gelbe Mergel und Blaukalk (am Weg nach Michelfeld mit Ostreen, Terebrateln und *Ceratites intermedius*)
90 5 Splitterkalkbänke, „5 Läg", *Gervillia*
30 gelber Mergel und Kalk
55 rotbraune Quader, *Gervillia, Lima;* „Schwarzblau"
220 „Knaller", Blaukalk und Mergel
— — — — — — — —?
50 Kornstein.

## 157. Profil Eichelsee—Hopferstadt.

U.L.: 4 Blaukalkbänke von 10—30 cm wechsellagern mit Schieferton

1,8 m Gl.K.:
35 Glaukonitbänke und gelber Mergel
145 Quader in Splitterkalkbänke sich auflösend

2,1 m B.T.:
30 dunkler Schieferton und wellige Blaukalke
110 harter Splitterkalk—Quader
70 Schieferton und Blaukalk

3,4 m + T.Sch.:
10 Splitterkalk
35 Schieferton mit Splitterkalk
70 Splitterkalk
75 „gelber Kipper", oben schwarzer Schieferton, unten fester
150 Muschelbänke mit viel Terebrateln, *Lima, Gervillia.*

## 158. Profil Baldersheim S (an der Bahnlinie).

U.L.: Lettenschiefer

0,7—0,8 Gl.K.:
70—80 Glaukonitkalk, braun löcherig verwitternd, oben rotbraunes, sandiges, verkieseltes Bonebed

1,1 m B.T.:
60—70 gelbbrauner Mergelschiefer
30—40 wellige Blaukalke und Splitterkalk, oben Septarien und Bonebed
10 Mergel

4,9 m T.Sch.:
210 Muschelquader, oben Terebrateln
50 Splitterkalk
90 gelber Kipper, oben schiefrig
40 knaueriger Splitterkalk
100 Muschelquader, unten mit Terebrateln

0,6 m H.T.: dolomitisch, ungewöhnlich reich, nur Terebrateln

O.G.:
50—60 Muschelquader
10 Mergel und Kalk
75—80 Muschelquader
30 gelbe Mergel
50 Mergel und Kalk
70 Kalk.

1) Das Profil an der Straße nach Gnodstadt reicht bis zur H.T., der Aufschluß an der Straße nach Enheim liegt bedeutend höher (am Talrand, nicht im Tal), beginnt aber erst wenig über dem „gelben Kipper". Der fossilreiche Aufschluß zwischen Marktbreit und Michelfeld beginnt unter dem gelben Kipper und reicht bis zum Kornstein.

## 159. Profil Aub O.

1,1 m + H.T.: Terebratelquader
5,5 m O.G.:
160 Muschelquader
15 Mergel
40 Muschelbänke
25 gelbe Mergel
} bis 4 m Quader

100 Muschelquader
25 Mergel und Kalk
100 Muschelquader, weiße Einschlüsse
40 Splitterkalkplatten
40 gelbe Mergel, wenig Kalk.
} bis 2,5 m Quader

## 160. Profil Hemmersheim SW.

U.L.: Mergelschiefer
ca. 20 dolomitische, sandige, graugrüne Plättchen
80 graue Mergelschiefer, bei 60 cm braunes Dolomitbänkchen

---

6,2 m Fr.Gr. + T.Sch.:
100 Gl.K.
20 braune Bonebedbank, hart, Glaukonit; *Myophoria Goldfussi*
20 gelbe, dolomitische Mergel
60 Gekrösekalk mit Ueberfaltungen nach N, Verknetungen, Septarien, Muschelbänke
40—50 gelbgrauer Mergelschiefer; unten einzelne Kalkwellen
80—100 Muschelbänke — Quader, Septarien, oben schwaches Bonebed
85
20 gelbe Mergel und Kalk
20 Splitterkalk
45 gelbe Mergel und Kalkknollen
60 harter Splitterkalk, oben knauerig, — Quader

10 Mergelschiefer
45 knaueriger Splitterkalk mit Muschelresten, Terebrateln
10 Mergel
15 Splitterkalk
70 gelber, dolomitischer Mergel, „gelber Kipper“
70 Splitterkalk
25 Bank mit Terebrateln
} seitlich Muschelquader

1,3 m (—2 m) H.T.: Terebratelquader, ungewöhnlich reich, reine Breccie von Terebratelschalen

4,2 m + O.G.:
200 Muschelquader, oben **Austernriffe**; östlich des Ortes erheben sie sich bis 50 cm über die Schichtfläche (Abb. 8, S. 151 [423])
60 Splitterkalk und Mergel
10 gelber Mergel
} *Asterias cilicia* nach Baur
150 Kornstein

## 161. Profil Gollachostheim — Gollhofen.

U.L.:
ca. 100 dolomitische, gelbe Platten
80 dunkle Mergel
40 gelbe Dolomite mit Bonebedresten
80—90 dunkle Mergel und gelbe Zellendolomite
15 dunkle, dolomitische Kalkbank
120 graugelbe Mergelschiefer
20 graugelbe, dolomitische Platten, hervortretend
90 grauschwarze Schiefertone

---

3,6—4,2 m Fr.G.:
15 rotbraunes, sandiges Bonebed mit Mergel, Glaukonit
40 Kalk, zum Teil dolomitisch, drusig, Glaukonit
50 Gekrösekalk und gelbe Mergel, Septarien
30 gelbe Mergel, unten hochwellige Kalke (bis 20 cm Wellenhöhe)
} 80—135 cm, rasch wechselnd

200 Muschelquader, *Trigonodus, Myophoria pes anseris, M. vulgaris* 120—230 cm dick, bald einheitlich, bald durch Blaukalk, Septarien, Mergel zerteilt.
25—30 verbackener Knauerkalk
15—10 gelbe Mergel
40 stark wellige Blaukalke mit gelbem Mergel
10 graugelbe Mergelschiefer, Septarien
— — — — — — — — —?

T.Sch.:
35 Splitterkalk mit Muscheln
30 dünne, blaue Kalkbänke und Mergel
Tiefer in der Region H.T. bis 4 m Quader (Lipprichhausen).

## 162. Profil Langensteinach O (Buschholz).

U.L.:
30 + Blaukalk verstürzt, Blaubank?
ca. 70 graue Mergelschiefer
15 feinsandige Mergelplättchen
15 graue Mergelschiefer
10 brauner Dolomit
60 graue Mergelschiefer

---

3,1 m Fr.Gr.:
15 braunes, sandiges Bonebedbänkchen, Glaukonit, verkieselt, unten Schieferton

35 gelbe Mergel und dolomitische Kalkplatten
15 Blaukalkwellen
140 Muschelquader, voller Muscheln, *Myophoria vulgaris, Trigonodus.* Schrägschichtung, bei Verwitterung sich in Plättchen auflösend. Unten Blaukalkschmitzen. Septarien
80—85 Gekrösekalk und gelber Mergel, Verknetungen und Septarien, seitlich oben in Quader übergehend
25 Splitterkalk, oben Septarien
— — — — — — — —?

T.Sch.:
70 Muschelbänke, unruhige Schichtung, Verknetungen, O.T.?

25 Blau- und Splitterkalk
20 Kalkplatten und Mergel.

## 163. Profil Langensteinach, Ort und Straße nach Reichardsroth.

230 Quader } verstürzt
100 Splitter- und Blaukalk }
— Lücke
70 Splitterkalk
40 gelber Mergel, Kiesbank

0,9 m H.T.:
70—90 sehr reiche Terebratelbank, Kornstein, Terebrateln, *Terquemia, Lima, Gervillia socialis* und *substriata*. Austernkolonien

4,6 m O.G.:
5—30 gelbe Mergel mit Kalkplättchen, Terebrateln, Mi
100—110 Splitterkalk, unten bis 10 Mergel. **Austernriffe**, bis 180 cm hoch und 250 cm breit, 4 Riffe in einem verfallenen Aufschluß rechts der Straße, zum Teil herausgebrochen; Austern und Terebrateln. Siehe Abb. 5, S. 150 [422]
20 Splitterkalk
160 Blau- und Splitterkalk mit Mergel
15 Splitterkalk, Pflasterstein
60 Knauerkalk und Mergel
30 Splitterkalk
75 Kalkplatten (oben) und Mergel (unten herrschend) = Miii

2,7 m U.G.:
80 K.T.: Splitterkalk, **kleine Terebrateln**, Myaciten, Gervillien, Trochiten, Bonebedreste
15—20 gelber Mergel
25 Splitterkalk
35 Knauerkalk, *Gervillia*
15 Mergelschiefer
60 Splitterkalk
10 glatter Graukalk
30 gelbe Mergelschiefer und Kalkknollen
7,8 m + *Nodosus*-Platten:
85 Splitter- und Blaukalk
20 Kornstein
90 Blau- und Splitterkalk mit roten Drusen
25 dicke Blaukalkbank, Einsprenglinge
170 Wulstkalk, unten Mergel
30 dicke rötliche Kalkbank
70 Blaukalk—Knauerkalk
25 gelbgraue Mergelschiefer
85 dicke Splitterkalkbänke
70—80 schwarzer Schieferton, gelb verwitternd, weiß ausblühend. Leithorizont
100 + Blaukalkbänke

## 164. Profil Gickelhausen SW.

U.L.: gelbbraune, dolomitische Platten
100 + Mergelschiefer

Fr.Gr.:
20—30 Bonebedkalk, braun, sandig, Glaukonit, Koprolithen; Knochen
30 muschelreicher Glaukonitkalk
70 + harte Muschelquader, *Trigonodus Sandbergeri*
——— Lücke

T.Sch.:
Blau- und Splitterkalk
gelbe Mergel (Kipper)
90 Splitterkalk
20 gelbe Mergel } Kiesbank
30 dünne, gelbe Kalkplatten und Mergel, Terebrateln }

0,7 m H.T.: kristallin, massig, reich, Austernknollen und Riffe

3,8 m + O.G.:
50 gelbe und blaue Brockelkalke, oben Mergel (Mi)
10 Splitterkalk
70 Kornstein
25 Kornstein mit weißen Einsprenglingen
55 Kornstein, unten *Gervillia, Trigonodus Sandbergeri*
70 harte Kalke
35 Splitterkalk und Mergel
50 + Kalkplatten und Mergel.

## 165. Profil Steinsfeld S (1 km), Straße nach Rothenburg.

U.L.:
200 + graubraune—schwarze Schiefertone
20 lockere Dolomite mit dünner Bonebedlage } U.D. = „Crailsheimer *Trigonodus*-Dolomit“
75 harter, grauer Dolomit, gelb verwitternd }
95 dolomitische Steinmergel, zum Teil locker, gelb, D.M.

15 Mergel und graue Kalke } Blaubank
5 brauner Bonebedmulm }
55 grauschwarzer Schieferton
5 „mittleres Crailsheimer Bonebed“, auf Mergel aufsitzend } Vitriolschiefer
45 graue Schiefertone }
15—40 hartes, reiches Bonebed mit Mergelschmitzen. Zähne von *Acrodus, Hybodus, Nothosaurus;* Koprolithen mit Schuppen und Zähnen. Glaukonit

35 rötlicher Kornstein, drusig
100 + kristalline Muschelquader, Kristallkalk, „Rothenburger Baustein". *Myophoria Goldfussi, M. vulgaris, Trigonodus Sandbergeri, Gervillia, Lima,* Schnecken.

Hier schließen die meisten Aufschlüsse; unterhalb des Weges sind tiefere Schichten erschlossen. Da die Schichten gegen das Tal fallen, beginnt der Aufschluß mit den Muschelquadern.

## 166. Profil Steinsfeld S, Ruhbachtal.

120 + Muschelquader
40 dünne Kalkplatten
110—120 Muschelquader
90—80 Splitterkalkbänke, unten weiße Einschlüsse
60 „gelber Kipper", oben und unten 5 cm grauer Schiefer, mitten gelber Steinmergel
25 Splitterkalk mit Muscheln
35 knauerige, verbackene Kalke
20 dünnschichtig blättriger Kalk mit viel gelbem Mergel, Terebrateln
50 gelbe Mergel mit Terebrateln
0,4 m H.T.: oben locker, gelb, mergelig, unten fester, blau; sehr reich, Terebrateln, *Terquemia, Lima, Gervillia, Myalina*
4,8—5,1 m O.G.:
5 Mergel, MI
130 Splitterkalk, sehr wenig Zwischenlagen
120 Kornstein, bald einheitlich, bald plattig
85 gelbe Mergel und Splitterkalkplatten, MII
20 knauerige Kalke und gelbe Mergel
40 2 ebene Splitterkalkbänke mit Muscheln, nach SW stark anschwellend: feinkörnige Quader
80 Mergel und Kalkplatten, MIII
90 + K.T.: Brockelfels.

## 167. Profil Steinsfeld (Chausseehaus W).

T.Sch.:
145 Kornstein
50 + gelbe, dolomitische Mergelplatten
75—80 Kornstein und gelbgraue Kalke
35 Terebratelbänke
30 gelbe Mergel mit Terebrateln
0,4 m H.T.: oben feste gelbe Schichten, unten sehr hart
5,7 m O.G.:
55—60 graublaue Kalke
80 blaue Kalke mit Myaciten, *Gervillia*
140 rotbräunliche Kornsteine, weiße Einschlüsse
85 MII: Kalkplatten mit Mergel
130 Kornstein, unten sich auflösend in
30 Kalkplatten
50 Kalkplatten mit Mergel (MIII)
ca. 3,3 m U.G.:
80—85 K.T.: knauerige Kalke, Brockelfels, *Gervillia*, Myaciten, *Myophoria Goldfussi*, kleine Terebrateln?
120 blaue Kalkplatten
50 Schieferton mit Kalk
65 blaue Kalke
20 Mergel
— — — — — — —?
ca. 300 Blaukalke.

## 168. Profil Rothenburg N (über Dettwang).

4,3 m Sem.Sch.:
25 schlackiges Bonebed, braunrot, drusig; quarzreicher kristalliner Kalk
100 Muschelbänke — Quader, mehrere Bonebedlagen, Glaukonit
20—25 gelbe dolomitische Mergel
65 Kornsteine, muschelreiche Quader, oben wenig Sphärocodien
25 lockere dolomitische Bank oder Kornstein. Glaukonit, Bonebed
30 harte dolomitische Bank
70—80 kalkig dolomitische Bänke mit Terebrateln, oben *Lingula*, Glaukonit, Bonebed
40 gelbe Mergel, locker zerfallend, liegende Stylolithen
55 gelber Dolomit, oben kantig klüftend. Kiesbank
0,45 m H.T.: oben dolomitisch, unten reicher, kalkig
4,8 m + O.G.:
320 Kornsteine (Quader) mit weißen Einschlüssen; wenig Dolomit
60 Kalkplatten und gelbe dolomitische Mergel (MII)
100 Kornstein.

## 169. Profil Rothenburg S (Straße nach Lohr im Tälchen nach Gebsattel).

U.L.:
10 Bonebedplatten
10 gelbe Mergel
40 graue Dolomite, gelb verwitternd } U.D.
90—100 gelbe dolomitische Mergel und Mergelschiefer D.M.
20 wellige Blaubank, typisch
15 gelber Mergel
5—10 braunes Bonebed } Bl.
110 dunkle Vitriolschiefer, mitten und unten feinkörnige Sandsteinplättchen

2,7 m T.Sch.:
10 braunes, reiches Bonebed, viel Koprolithen
60 *Trigonodus*-Quader, löcherig, untere Hälfte mit Sphärocodien
40 kristalline Muschelbänke
0—10 Mergel
150 graugelber, dolomitischer Kalk, gelb verwitternd, unten mit Terebrateln
0,6 m H.T.: reich, unten gelb verwitternd, obere Grenze undeutlich
70 Muschelquader.

### III. Die Uffenheimer Facies.

(11 Profile; siehe hiezu Profil 170—174.)

Die Grenze gegen das Gebiet der *Trigonodus*-Kalke läßt sich sehr scharf ziehen. Enheim—Winkelhof, Herrenmühle (Gollachostheim)—Uffenheim, Reichardsroth—Habelsee liegen ja nur wenige Kilometer auseinander: doch genügt dies, einen so vollständigen Umschwung herbeizuführen, daß es zuerst fast unmöglich ist, sich zu orientieren; denn die Quaderkalke sind vollständig verschwunden. Eine Linie von Hartershofen nach Obernbreit trennt die beiden Faciesgebiete. GÜMBEL bringt ein Profil von Uffenheim, wo „nur die tieferen Schichten des Muschelkalks aufgeschlossen" sein sollen. Ich kenne dort sämtliche Aufschlüsse, fast alles Grenzaufschlüsse; 2 gehen bis in die Talsohle hinab, und in ihnen sind noch 11 m unter der Hauptterebratelbank erschlossen. Die *Cycloides*-Bank liegt also mindestens 15—20 m unter der Gollach. Die einzelnen Schichten von GÜMBELS Profil lassen sich, wie bei Rothenburg, kaum in den Aufschlüssen erkennen. Seine der „*Cycloides*-Bank entsprechende Bank" ist ziemlich sicher unsere Hauptterebratelbank, denn darunter beschreibt GÜMBEL *Ceratites nodosus*, darüber *Ceratites semipartitus*. Dazu liegt die Bank 11—12 m über der Sohle des Aufschlusses, genau wie in meinem Profil. Die „Stiele von *Encrinus liliiformis*", die er aus den tiefsten Lagen angibt, veranlaßten ihn wohl zu dieser Deutung. Doch steht absolut fest, daß weder Trochitenkalk noch unterer *Nodosus*-Kalk hier anstehen kann. ZELGER bringt ein Profil von Winkelhof. Unsere Grenzbank beschreibt er als „rostgelbe, sehr sandige Mergelbank, mit einer Cloake, gleich einer solchen, wie sie bei Rothenburg o. T. im gleichen Horizonte erscheint, mit einzelnen eingesprengten Glaukonitpunkten". Sein *Ceratites enodis* ist unser *C. semipartitus* (vgl. SANDBERGER); bei *Ceratites nodosus* liegt sehr wahrscheinlich eine Verwechslung mit dem in diesen Bänken vorkommenden, etwas knotigen *C. dorsoplanus* vor. Denn im ganzen Maingebiet fand ich in dieser Bank (obere Terebratelbank) wohl *C. semipartitus* und *C. dorsoplanus*, nie aber *C. nodosus*. Er erkannte den „gelben Kipper" als Leithorizont: „ein ganz homogener, durchaus von Petrefakten freier, kreideartiger Tonmergel von schmutzig lichtgelber, auch zum Teil weißer Farbe und sehr geringem spezifischen Gewicht, er färbt ab und zerfällt an der Luft in unregelmäßige, scharfkantige Stücke. Nach oben geht er in grauen Schiefer über. Dadurch unterscheidet er sich von der 0,5—1,5 m tiefer liegenden, ihm sonst sehr ähnlichen gelben Mergelbank, der „Kiesbank", die oben Kalkknauern führt, unten aber in gelbgrauen Mergelschiefer übergeht; dazu enthält diese Terebrateln, Muscheln und Fischreste. Der „gelbe Kipper" dürfte den „gelben Bänken" der Kochendorfer Facies entsprechen.

Die Uffenheimer Facies ist außerordentlich gleichmäßig. Alle Leithorizonte lassen sich ohne Schwierigkeiten durchgehend verfolgen, und die Profile von Hilpertshof bei Burgbernheim und Mainbernheim sind, abgesehen von der allgemeinen Mächtigkeitsabnahme nach Süden, einander so ähnlich, daß diese Ausbildung sich wohl noch weit nach Norden erstreckt, wo sie mit der Tonfacies des Becken-

innern verschmilzt. Gegenüber dem Gebiet des *Trigonodus*-Kalks nimmt die Mächtigkeit stark ab. Dazu kommt noch die allgemeine Schichtenabnahme nach Süden und Osten. Waren die *Semipartitus*-Schichten bei Zeubelried—Marktbreit noch 8—8,5 m mächtig, so messen sie bei Mainbernheim nur noch 6,6 m und nehmen von da regelmäßig nach Süden ab: Winkelhof 6,1 m, Packsmühle 5,8 m, Uffenheim 5,3—5,2 m, Hilpertshof bei Burgbernheim 5 m. Die stärkste Abnahme zeigen natürlich die Fränkischen Grenzschichten (Mainbernheim 3 m, Hilpertshof 2 m) oder, was sich mit dem *Trigonodus*-Kalk besser vergleichen läßt, die Schichten über dem gelben Kipper: Marktbreit 5,8 m, Winkelhof 3,7 m (nur 4,5 km entfernt!); Hilpertshof 2,7 m.

Der Glaukonitkalk ist bei Mainbernheim 1,4 m, bei Hilpertshof 0,5 m mächtig. Unter dem stark sandigen Bonebed herrschen gelbe Mergel mit welligen Kalken und Septarien. Härtere Muschelbänke sind selten und zeigen Fluidalstruktur (Mainbernheim — Winkelhof). Der Bairdienton, 1,5—1,7 m mächtig, enthält bei Mainbernheim nur wenig dünne Kalkbänkchen, nach Süden überwiegen in der unteren Hälfte glatte, knollige und wellige Kalke, so daß die Grenze gegen die obere Terebratelbank schwer zu ziehen ist. Die Grenzbank bildet eine Splitterkalkbank (10—20 cm) mit Bonebed, *Lingula*, Austern und vielen kaum bestimmbaren Muschelresten. Aus ihr erhielt ich bei Mainbernheim den obersten *Ceratites dorsoplanus*; während höher nur *Cer. semipartitus*, wenn auch ziemlich selten, vorkommt. Die Hauptmasse der oberen Terebratelbank bildet ein Knauerkalk, der besonders oben viel Schieferton enthält. „Klößbrocken“ und „Nußknacker“ nennen die Steinbrecher diese Schicht. An der Grenze zum „gelben Kipper“ treffen wir wieder eine härtere Splitterkalkbank. Terebrateln und Gervillien treten gegenüber den Myaciten ziemlich zurück. *C. semipartitus* und *dorsoplanus* kommen beisammen vor. „Gelber Kipper“, so bezeichnen die Steinbrecher einen hellgelben, dolomitischen Mergelkalk (also auch die Kiesbank). Ich beschränke diesen Namen auf den unter der oberen Terebratelbank, der 80—110 cm mächtig ist. Dünne, dunkle Schieferlagen durchziehen die harten, hellgelben Mergel, die senkrecht klüften. An der oberen und unteren Grenze kommen gelegentlich Bonebedlagen vor. Darunter folgt eine reichere (mittlere) Terebratelbank mit *Myophoria Goldfussi*, 45—110 cm mächtig. Die Kiesbank wird normal 50 cm dick; sie ist viel mergeliger, schiefriger als der festere „gelbe Kipper“. Die Hauptterebratelbank, etwa 50 cm dick, ist meist zäh („Totengeiger“) und sehr reich an seideglänzenden Schalen „fetter“ Terebrateln („Gänsäugete“), am schönsten bei Uffenheim. Die Terebrateln werden bis 4 cm groß. Die Fauna ist die gewöhnliche: *Pecten, Gervillia, Lima, Terquemia, Turritella, Ostrea, C. dorsoplanus, C. intermedius.*

Der Gervillienkalk beginnt mit gelbem Mergelschiefer mit dünneren Terebratelbänkchen (30—40 cm); 50—90 cm Muschelbänke trennen ihn von einer zweiten sehr regelmäßigen Lage gelber Mergel (ca. 20 cm). *Ceratites dorsoplanus* ist hier noch ziemlich häufig. Die Hauptmasse des Gervillienkalkes bilden die „Knaller“ oder „Hundsköpfe“, dünne, glatte Blaukalkbänke mit mehr oder weniger Schiefer, ziemlich steril, nur wenige Gervillien, Myaciten und Ceratiten. Etwa 6 m unter der Hauptterebratelbank hören die Tonzwischenlagen auf; die folgenden 4—5 m sind nur Blau- und Splitterkalke, auch Muschelbänke mit *Gervillia*. Wo die Bank der kleinen Terebrateln liegt, läßt sich jetzt noch nicht entscheiden. Die dünnen, leicht und glatt springenden Kalkbänke der „Knaller“ werden wie Backsteine zum Bauen verwendet. Die Ortschaften bieten so ein ganz anderes Bild als im Gebiet des *Trigonodus*-Kalks, wo aus Quadern stattliche Häuser aufgeführt sind.

# Profile.

## Uffenheimer Facies. 170—174.

### 170. Profil Mainbernheim O.

U.L.:
- 60 + graue Mergel
- 25 Sandstein, gelblich, mit Glimmer und Bonebed, seitlich sich in Plättchen auflösend
- 55 graue Mergelschiefer
- 10 plattige Mergelschiefer
- 50 Mergel, oben schiefrig, feinsandige Plättchen

---

1,4 m Gl.K.:
- 5 sandiges Bonebed; Glaukonit
- 10 Mergel
- 60 gelbe Mergel und Mergelkalk mit 4 Bonebedlagen, oben reich an Glaukonit
- 25 Glaukonitkalk hart, dolomitisch, Fluidalstruktur, Bonebed
- 35 gelbe Mergel und Gekrösekalk, Septarien
- 5—15 verbackener Knauerkalk = Splitterkalk

1,6 m B.T.:
- 90 grauer Schieferton, *Lingula*, wenig Bairdien, Fischreste
- 10 Blau—Splitterkalk, oben Bonebedlage
- 25 grauer Schieferton
- 5 Blaukalk
- 25—30 grauer Mergelschiefer

3,7 m T.Sch.:
- 15 Splitterkalk (Grenzbank), große *Lingula*, glatte Muscheln, unten Bonebed. *Cer. dorsoplanus*
- 30 graue Mergelschiefer und Kalkplatten
- 15 verbackener Splitterkalk
- 15 Schiefer und Kalkplatten
- 15—20 Knauerkalk und Mergelschiefer, Myaciten, Pseudo-Oolith
- 15 glatter Splitterkalk, Terebrateln
- 90 gelber Kipper: 15 schwarze Mergel
  25 dünner, gelber Mergel
  30 dicker, gelber Mergelkalk
  25 gelber Mergel
- 110 { 30 Splitterkalk, Terebrateln, *Gervillia*
  { 50 glatter, grauer Kalk und Mergel
  { 30 verbackener Knauerkalk, Terebrateln
- 60 Kiesbank: 25 gelber Mergel
  25 grauer Mergelschiefer
  10 Kalkplättchen

6,7 m

0,6 m H.T.:
- 20 Knauerkalk mit *Gervillia*
- 40 Terebratelbank, oben blättrig, unten kristallin, Kornstein, *Turritella*

4,7 m + O.G.:
- 40 Mi: Mergel, mitten harte reiche Terebratelbank, 1—15 cm dick
- 85 Splitterkalk und kristalline Muschelbänke, „rote Felsen", oben Terebrateln, unten Myacitenplatten mit *Myophoria Goldfussi; Gervillia*, Bonebed
- 15 gelbe Mergelbank
- 130 „Knaller", „Hundsköpfe": Blaukalkplatten und Wulstkalke mit Mergel, *Gervillia*
- 15 graue Mergel (Mii?)
- 40 Blau- und Splitterkalk
- 60 Knauerkalk und Mergel
- 90 dicker kristalliner Splitterkalk

### 171. Profil Winkelhof (4,5 km SO Marktbreit).

U.L.: Blaukalk
- 80 Schieferton
- 30 sandige, grüne Plättchen
- 130 graue Schiefertone

---

1,2 m Gl.K.:
- 15—20 rotbraunes, sandiges Bonebed mit Mergel, Glaukonit
- 60 Glaukonitkalk : Fluidalstruktur, Bonebed, Koprolithen, Anthrakonit
- 45 Blaukalkwellen mit gelbem Mergel, Septarien, Bonebedreste

1,7 m B.T.:
- 70—80 graue Schiefertone, wenig Kalkknollen
- 25—35 3 glatte, graue Kalkbänkchen
- 40 grauer Schieferton mit einer schwach welligen Blaukalkbank
- 25 verbackener Knauerkalk und Schieferton

3,2 m T.Sch.:
- 10 Grenzbank: Splitterkalk mit Muscheln
- 10 Schieferton
- 45 Schieferton mit Knauerkalk, Myaciten
- 25 verbackener Knauerkalk, oben muschelreich, Myaciten, unten Porenbank, ganz unten dünne Splitterkalklage
- 80 Gelber Kipper: 30 grauer Mergelschiefer
  50 weißlichgelber, senkrecht klüftender Mergelkalk
  bei Iffigheim mit *Ceratites intermedius*
- 95—100 Kalkplatten und Knauerkalk mit Terebrateln,
- 50 Kiesbank und gelbgraue Mergelschiefer

6,1 m

0,5 m H.T.: oben 25 harte Bank mit viel Terebrateln und *Gervillia;* unten 25 dünne Kalkplatten

O.G.:
- 15 Mi: Mergel
- 15 harte Bank

dann ca. 6—700 „Knaller", Blau- und Wulstkalke.

## 172. Profil Gnötzheim N (Packsmühle).

U.L.:
- 40 sandige Platten, unten 10 cm Sandstein mit *Anoplophora lettica*
- 110 graue Mergelschiefer

1,2 m Gl.K.:
- 20 sandige Bonebedbänkchen mit Mergel, Glaukonit
- 10 Splitterkalk
- 3—5 grüner Glaukonitmergel mit Bonebed
- 30 Muschelbänke, Fluidalstruktur
- 35 wellige Blaukalke und gelbe Mergel
- 20 Mergel mit Kalkknollen

1,6 m B.T.:
- 60 Mergelschiefer, wellige, auskeilende Blaukalke
- 35 Muschelbank und Blaukalkknollen
- 40 Schieferton, mitten wellige Blaukalkbank
- 25 verbackener Knauerkalk, unten etwas Schieferton

3—3,1 m T.Sch.:
- 15 Grenzbank: Splitterkalk mit Muscheln
- 40 Schieferton und Blaukalk
- 30 Knauerkalk mit Schieferton, Myaciten, *Gervillia*, Wirbeltierreste. *Ceratites semipartitus* und *dorsoplanus*
- 5—10 Splitterkalk mit knotigen *Cer. dorsoplanus*
- 80 gelber Kipper, oben mergelig, unten fester
- 85 { 35 Blaukalk und Schieferton; 30 Splitterkalk mit Muscheln, unruhige Schichtung, Blaukalkeinschlüsse; 20 Kalkknollen und Mergel
- 50 Kiesbank, dunkle Schiefertone, Terebrateln, *Gervillia*, Austern

5,8 m

0,5 m H.T.: oben kristallin, unten Blaukalkbänkchen mit großen Terebrateln

O.G.:
- 30 Mi: Mergel
- 40 Splitterkalk.

## 173. Profil Uffenheim (Bahnhof, Obere Mühle, Eisenbahnbrücke, Straße nach Rudolzhofen).

U.L.:
- ca. 100 graubraune Mergel
- 20 dünne Sandplättchen mit Bonebed
- 90 dunkle Schiefer
- 5 braune, dolomitische Bank mit Bonebed
- 20 dunkle Mergelschiefer

0,8 m Gl.K.:
- 20 sandiges, verkieseltes Bonebed und harter Kalk mit Glaukonit
- 30 gelbe Mergel und Dolomite, quarzreiche harte Lagen
- 20 welliger Kalk und gelbe Mergel

1,1 m B.T.:
- 70 gelbgrauer Mergelschiefer mit wenig Kalk
- 25 glatter, grauer Kalk
- 40—45 gelbgrauer Mergelschiefer, mitten schwach wellige Kalkbank
- 35 wellig-wulstiger Kalk, Septarien

2,9 m T.Sch.:
- 15 Grenzbank: harter, blauer Splitterkalk, hervortretend, muschelreich, *Lingula*, Bonebed (unten)
- 10 graugelbe Mergel
- 40 O.T.: „Klößbrocken", Knauerkalk mit viel Schiefer, Terebrateln
- 15 Muschelbank, Zinkblende
- 100 (90—110) gelber Kipper: graue Mergel, hellgelber und dunkelgelber Mergel und Mergelkalk, fossilfrei
- ———— Bonebedlage
- 55 (70—45) „Obere 3 Läg", gelbblauer Splitterkalk, Terebrateln, *Myophoria Goldfussi*, Sphärocodien?
- 50 Kiesbank, oben gelber Mergel, Bonebedlage, unten gelbgrauer Mergelschiefer

5,2—5,4 m

0,3—0,5 m H.T.: „Gänsäugete"; zäh, oben dolomitisch; sehr reich an schönen großen Terebrateln

5,8—6 m(?) O.G.:
- 35 Mi: gelbe Mergel
- 50 3 kristalline Splitterkalkbänke
- 20—25 gelber Mergel
- 20—30 kristalline Kalkbank
- 370—330 „Knaller", glatte blaue Kalke mit Mergel, unten rasch wechselnd. Myaciten, Gervillien, Ceratiten
- 30 „Felsen" = Kornstein (K.T.?)
- 30 Schiefer und Kalk
- 45 wulstige Kalke
- 25 Schiefer (Miii?)
- — — — — — — — —?
- 4—500 dickere, feste, blaue Kalkbänke mit kleinen Muscheln (K.T.?)

## 174. Profil Hilpertshof (zwischen Mörlbach und Burgbernheim).

U.L.: Schieferton

0,5 m Gl.K.:
- 30 rote, sandige Bonebedplatten, zum Teil verkieselt, mit Schieferton, Glaukonit
- 10—15 sandige Letten
- 5—10 stark wellige Blaukalklagen, Ueberfaltung talab

1,6 m B.T.:
- 70 graubraune Schiefertone
- 45 wellige Blaukalke mit viel Mergelschiefer

35 Blaukalk und Kalkknollen in Mergel
10 blaue und gelbe Kalkbank, *Ceratites semipartitus*

2,9 m T.Sch.:

O.T.
- 15 Splitterkalk, kristallin, „Pflasterstein", Bonebed, Muschelreste; Terebrateln, *Lima, Gervillia;* durch Stylolithenbildung manchmal nur 5 cm dick, dafür dann reicher an Bonebed
- 10 Schieferton
- 45 Knauerkalk mit Schieferton, „Nußknacker", unten fester, *Gervillia,* Bonebedspuren

80—90 „gelber Kipper"
100 Splitterkalkbänke mit Terebrateln, besonders unten reich
40 Kiesbank = gelber Mergel

5,0 m

0,45 m H.T.: reich, dünnschiefrig, zäh, „Totengeiger", „schlechter Stein"

4,3 m + ? O.G.:
75 harte Splitterkalke, „obere 3 Läg", *Ceratites dorsoplanus*
15 gelbe Mergel
170 Blaukalk mit mehr oder weniger Schieferton
30 schwarze Schiefer, wenig Kalk (Mu?)
100 Blaukalk
30 Splitterkalk } „untere 3 Läg".
15 Schieferton (Mm?)
— — — — — — — —?
40 Blaukalk
30 Schieferton
60 Blaukalk
20 letzte Schieferlage
400 + nur Blau- und Splitterkalke und Muschelbänke, *Gervillia.*

## 4. Vergleichung mit dem Muschelkalk von Elsaß-Lothringen.

Obwohl ich den Muschelkalk des Reichslandes noch nicht aus eigener Auschauung kenne, möchte ich doch eine Reihe von Parallelen herausheben, die sich beim Studium der eingehenden Beschreibungen der elsaß-lothringischen Landesgeologen aufdrängen. Benecke hat schon vor über 30 Jahren eine Reihe treffender Vergleiche angestellt, mir bleibt daher nur übrig, die neuere Literatur zu berücksichtigen.

Eine Reihe unserer Leithorizonte sind auch in Elsaß-Lothringen festgestellt worden. Die „obere Terebratelbank", mit der dort der Muschelkalk abgeschlossen wird, ist mit der unsrigen völlig identisch. Unsere Hauptterebratelbank finden wir, allerdings mit etwas größerer Mächtigkeit, in der „unteren Terebratelbank" wieder. Ein wesentlicher Unterschied besteht in den Terebratelschichten überhaupt nicht, denn auch die Austernstöcke habe ich in Franken in großer Verbreitung nachgewiesen. Nur rechnet man im Reichsland die Hauptterebratelbank noch zu den Terebratelschichten. Gegen die Ardennen (das ehemalige Festland) nehmen sie an Mächtigkeit ab: Blatt Rohrbach ca. 5,8 m, Saargemünd 5,2 m, Falkenberg 5,0 m.

Die unteren *Semipartitus*-Schichten entsprechen etwa unserem oberen Gervillienkalk. „Irgendein charakteristisches Merkmal, welches zu einer schärferen Abgrenzung dieses Komplexes gegen die Schichten mit *Ceratites nodosus* dienen könnte, wurde bisher nicht beobachtet, weshalb es auch vorläufig nicht möglich ist, beide Schichtenkomplexe auf der Karte gegeneinander abzugrenzen." Gerade aus diesem Grunde halte ich es für besser, den Hauptstrich der geologischen Skala wie in Franken bei der Hauptterebratelbank zu ziehen. Denn die Bank der kleinen Terebrateln, die der lothringischen Grenze etwa entsprechen würde, ist schon bei uns manchmal sehr schwer zu finden; jenseit des Rheins wurde sie noch nicht beobachtet[1]). Auch die Spiriferenbank wurde hier noch nicht gefunden; der Trochitenkalk beginnt also erst mit den ersten trochitenreichen Schichten, also etwa 10 m tiefer als bei uns.

Die Schichten über der oberen Terebratelbank zeigen eine weitgehende Uebereinstimmung mit denen in Franken; unsere Leithorizonte lassen sich ohne Schwierigkeiten wieder erkennen. Die Fränkischen Grenzschichten haben fast dieselbe Mächtigkeit wie bei uns.

1) Nachtrag während des Druckes: Inzwischen habe ich sie bei Aidlingen (Busendorf) und bei Wasselnheim, hier mit Sphärocodien, nachgewiesen. (Vgl. Centralblatt für Mineralogie. 1913. No. 17, 18.)

Die Bairdientone (hier sind allerdings noch keine Bairdien nachgewiesen) sind 1,8—2,0 m mächtig: „schiefrige Mergel oder blättrige Tone mit dünnen Kalk- und Dolomitplättchen“. Dicht über der oberen Terebratelbank liegen Kalkbänkchen oder unregelmäßig linsenförmig auskeilende Kalkplatten mit zahlreichen *Myacites musculoides* (genau wie bei uns, z. B. bei Kupferzell). Auch das Bonebed auf der Unterseite der „laufenden Schicht“ (siehe Profil Hagenbach) fehlt nicht (Bahnhof Saargemünd).

Die Mächtigkeit des Glaukonitkalks, der „*Trigonodus*-Region“, schwankt zwischen 2,6 und 1,8 m. „Die Oberfläche der obersten, 0,4 m dicken Bank ist mit Fischschuppen und Zähnen bedeckt; außerdem *Myophoria Goldfussi*“ (= unserem Grenzbonebed). Bei Niederbronn kommt auch Glaukonit vor (ob in derselben Bank?). Auch die Gekrösekalke sind vorhanden: „Bänke mit wellig-unebener bis höckeriger Oberfläche“; „knollenförmig bis unregelmäßig-linsenförmige Massen“; „gewundene Platten“. Sogar der Schwerspat von Wimpfen, Bonfeld, Würzburg stellt sich hier ein (Saargemünd). *Trigonodus Sandbergeri* und *Myophoria vulgaris* sind neben *Myophoria Goldfussi* häufig.

In allen Profilen läßt sich diese Gliederung wiedererkennen; nur ist die Einteilung etwas abweichend, obgleich die Uebereinstimmung kaum größer sein könnte. Da aber diese Schichten bei uns noch Ceratiten führen, müssen sie noch zum Muschelkalk gerechnet werden, und es ist nur zu bedauern, daß Beneckes Ansicht noch nicht durchgedrungen ist. Die obere Hälfte der „dolomitischen Region“ dagegen ist Lettenkohle, und hier zeigt sich derselbe rasche Wechsel wie bei uns. Die Vitriolschiefer lassen sich jedoch überall über der „*Trigonodus*-Region“ nachweisen als graugelbe Mergel. Die lothringische „Flaserkalkbank“ ist sehr wahrscheinlich mit unserer Blaubank identisch; wenigstens gilt die Beschreibung jener auch für die unsrige: „dünne, linsenförmige, oft etwas wellig gebogene Lagen von dunkelblaugrauem, kleinkörnigem Kalk sind in dieser Bank von dünneren, lichtbräunlichgrauen, unreineren Kalklagen mit mattem Bruch umflossen“. Die Bank soll in derselben Ausbildung vom Saargebiet nach dem Elsaß hinüberreichen. Der Kalk von Silbernachen (Calcaire de Servigny) ist, wie Prof. Benecke feststellte, den Kernsteinen aus dem Glaukonitkalk von Kupferzell zum Verwechseln ähnlich. Doch läßt sich die stratigraphische Vergleichung noch nicht durchführen, dazu fehlen genaue Profile der Schichten darunter. Bunte Mergel in der oberen Lettenkohle sind auch bei uns vorhanden, so bei Rieden rote, graue und grüne über dem Sandstein.

Wir erhalten also folgende Parallele:

| Franken | | Saargebiet | |
|---|---|---|---|
| Untere Lettenkohle | | Mergel mit Kalk- und Dolomitbänken | Dolomitische Region 10 m |
| | Grenze | | |
| 7—8 m *Semipartitus*-Schichten | Glaukonitkalk 2 m<br>Bairdienletten 1,8 m<br>Terebratelschichten 3,5 m | *Trigonodus*-Region 2 m<br>Schiefrige Mergel u. blättrige Tone 2 m | |
| | | | Grenze |
| 1 m Hauptterebratelbank | | Terebratel- oder obere *Semipartitus*-Schichten 5 m | |
| 40—50 m *Nodosus*-Schichten | Oberer Gervillienkalk 5 m<br>Unterer Gervillienkalk<br>*Nodosus*-Platten | untere *Semipartitus*-Schichten<br>*Nodosus*-Schichten 32 m | |
| 30 m Trochitenkalk, oben trochitenarm unten trochitenreich | | Trochitenkalk 12 m | |

Auch beim Muschelkalkmeer des Reichslandes liegen die Verhältnisse ganz ähnlich wie bei uns. In der großen lothringisch-pfälzischen (oder Saargemünd-pfälzischen) Mulde war wohl die größte Meerestiefe; wir haben daher hier die Tonfacies des Beckeninnern (bzw. die Kochendorfer Facies) fast ohne Abweichung vom fränkischen Gebiet. Kalk : Mergel = 1 : 1,8. Hier herrscht auch der größte Fossilreichtum, besonders an Ceratiten. Gegen das Festland, den Ardennen zu, erfolgt eine allgemeine Schichtenabnahme (siehe oben), die sich besonders scharf im unteren Muschelkalk heraushebt: Rohrbach 56 m; Bübingen (Saargemünd) 43 m; Lubeln—St. Avold—Forbach 30—32 m. Auch der Trochitenkalk zeigt dieselbe Abnahme: Zweibrücken 17—21 m; Lothringen 8—12 m.

Zugleich setzt ein Faciesumschlag ein: Der untere Muschelkalk wird westlich Saarbrücken sandig, der obere Muschelkalk nordwestlich der Nied dolomitisch. In den Trochitenschichten treten neben Dolomiten oolithische und glaukonitische Gesteine auf; in den Ceratitenschichten treten die Tone zwischen den dickeren Bänken von Dolomit zurück, und die Versteinerungen nehmen an Menge und Anzahl ab. „Es kann keinem Zweifel unterliegen, daß das Ueberwiegen der festen Gesteine in der nördlichen Facies gegenüber den tonigen, weicheren Gesteinen eine mit der ursprünglichen Entstehung zusammenhängende Erscheinung ist. Dasselbe Vorherrschen findet man in einem Verbreitungsgebiet, das sich südlich an die normale Facies anschließt, ungefähr bei Molsheim beginnt und längs des Vogesenrandes gegen Süden anhält.“ Schon auf Blatt Niederbronn herrscht der Kalk (1 : 0,5). Das veröffentlichte Profil zeigt eine außerordentliche Fossilarmut, wie wir sie ähnlich in den entsprechenden Schichten im unteren Schozachtal und bei Bruchsal treffen. Sehr wahrscheinlich sind auch hier die Bairdientone schon kalkig. Die Terebrateln werden seltener. Für die Gegend von Wasselnheim ist das Verhältnis von Mergel zu Kalk ungefähr wie 0,3 zu 1, bei Sulzbad fehlen die Mergel im oberen Teil, bei Rappoltsweiler in der ganzen Abteilung, und die Kalkbänke folgen wie im nördlichen Lothringen ohne Zwischenmittel aufeinander. Auch hier werden die Nodosen sehr selten. Unsere Kalk- und Dolomitfacies umfaßt also den größten Teil des Elsaß, während Kochendorfer Facies und Tonfacies des Beckeninnern sich bis ins Saargebiet fortsetzen. „In der Verbreitung der verschiedenen Zonen herrscht also eine bestimmte Gesetzmäßigkeit, die in der oben erwähnten Muldenform bedingt ist.“

## b) Stratigraphische Hauptprobleme.

### 1. Die Grenze Muschelkalk—Lettenkohle.

Ueber die Frage, wo die Grenze zwischen Muschelkalk und Lettenkohle zu legen sei, wurde schon viel geschrieben und heftig gestritten. Meine Untersuchungen ergaben, daß in ganz Franken nur eine scharfe Grenzlinie sich ziehen läßt, es ist die Kokens zwischen Glaukonitkalk und den Schiefern der untersten Lettenkohle. Eine andere durchgehende Grenze ist ausgeschlossen. Wohl könnte man lokal eine andere Grenze wählen, wie dies z. B. Sandberger versuchte; aber sowie man die Kreise weiter zieht, zeigt sich ihre Unhaltbarkeit.

Sandberger und nach ihm auch Platz, Zelger und Gümbel rechnen den Bairdienkalk, unseren Glaukonitkalk, zur Lettenkohle. Die Grenze legt Sandberger 1867 (pag. 179) „allerdings nur aus petrographischen Gründen dahin, wo zuerst Quarzsand in reichlicher Menge sowie Glaukonit auftritt und der aschgraue weichere Kalkstein des Muschelkalks durch harten, splittrigen, klingenden, quarzigen Kalk, den Bairdienkalk, verdrängt wird. Eine solche Fixierung der Grenze paßt vortrefflich zu den Profilen von Lindelbach, Sommerhausen etc., wo die petrographisch auf den ersten Blick unterscheid-

baren Bairdienkalke auch eine von der des *Trigonodus*-Kalkes abweichende Fauna enthalten. Dagegen ist das Gegenteil der Fall bei der Fauna der Ostracodentone, die von der der Bairdienkalke nur durch die verschiedene Häufigkeit der Arten abweicht. Trotzdem also eine sehr übereinstimmende Fauna in den Ostracodentonen und den Bairdienkalken vorkommt, muß, um nicht den Lagerungsverhältnissen im Südosten widersprechende Annahmen zu machen, die Scheidung des Muschelkalks und der Lettenkohle mitten durch die Ostracodenschichten gezogen werden. Jedenfalls stehen beide Gruppen der Trias in einem überaus engen Zusammenhang und die Grenzbestimmungen sind nur im Interesse der klareren Uebersicht gezogene künstliche Abschnitte.“ Schon daraus ergibt sich, daß Sandbergers Grenze keine natürliche ist. Zum selben Ergebnis kommt man auch durch die kritische Vergleichung seiner Profile. Denn da er die oberste wellenförmige aschgraue Kalkbank als Muschelkalk bezeichnet, verläuft seine Grenze fast in jedem Profil in einem anderen Niveau, so bei Rothof und Steinberg mitten durch den Glaukonitkalk, bei Randersacker und Grainberg durch den Bairdienton und bei Rottendorf vollends etwa 2 m über dem *Nodosus*-Kalk. War es nun Sandberger selbst nicht möglich, seine Grenze bei Würzburg festzuhalten, so gilt dies noch viel mehr, wenn man weiter nach Süd, Ost oder West geht. Bei Rothenburg o. T. treffen wir hohe Kalkwände, oben bedeckt von den Schiefern der Lettenkohle. Die oberste Lage der Kalkbänke und mit ihnen mehr oder weniger eng verbunden eine Bonebedbank, bildet die Grenze. Gümbel trennt diese vom Muschelkalk ab, obwohl sie mit diesem eine natürliche Einheit bildet. Im Zentralgebiet der Quaderkalke und an ihrer Ostgrenze läßt sich Sandbergers Grenze überhaupt nicht mehr erkennen, sie würde oft mitten durch die mächtigen Quader hindurchgehen. Die Sandbergersche Grenze ist also weder natürlich noch konstant noch praktisch brauchbar. Dazu hätte sie unhaltbare Konsequenzen für den Süden, wo man *C. semipartitus* in die Lettenkohle setzen müßte. Dagegen läßt sich unsere Grenzbank durchs ganze Maingebiet verfolgen und oft schon aus weiterer Entfernung erkennen. An allen bisher vorliegenden Profilen läßt sie sich mit Leichtigkeit auffinden. Es ist Sandbergers „Glaukonit, Fischreste und *Corbula* führende Bank“; bei Rottendorf liegt sie einige Meter höher, als sein Profil reicht. Sie ist zugleich die obere Grenze von Sandbergers Bairdienkalk im engeren Sinne, während sein gesamter Bairdienkalk noch etwa 10 m Schiefer und Dolomite der Lettenkohle umfaßt.

Baur und Regelmann legen bei Rothenburg die Grenze normal, sie ziehen Gümbels „unterste Keuperschicht“ zum Muschelkalk: „Gelblicher, grobkörniger Sandstein mit Glaukonitkörnchen und voll von Fischresten 0,45 m“, wobei Gümbel den Sandgehalt zu sehr betont; denn Kalk bildet den wesentlichsten Bestandteil dieser Bank.

Beweisend aber ist auch die Identität des Bairdienkalks mit unserem Glaukonitkalk, die Quenstedt schon in den Begleitworten zu Hall feststellt: „Die Bayern beginnen (den Keuper) mit dem Bairdienkalk, der unserem Kornstein mit Bonebed entspricht, wenn auch der grüne Glaukonit darin nicht gesehen wird.“ Nun fand ich auch bei Hall durchgehend in den obersten Kornsteinen Glaukonit, so daß Quenstedts Parallele vervollständigt wird. Den Vergleich der Bairdienkalke von Würzburg und Jagstfeld—Grombach hat Platz zwar angestellt, aber nicht bewiesen. Denn bei Wittighausen—Bütthard hält er eine „5 Zoll dicke Reihe von dünnen Kalksteinplättchen, welche ganz mit Fischschuppen, Zähnen und Knochenresten erfüllt ist (auch *Bairdia pirus*), zweifellos für den Vertreter des bei Würzburg viel mächtiger, 9—10′ entwickelten Bairdienkalks“. Und doch ist der Glaukonitkalk von Würzburg, Wittighausen—Bütthard und Jagstfeld von ziemlich gleicher

Mächtigkeit und oft völlig gleicher Ausbildung. Da aber bei Kochendorf—Jagstfeld über die Lage der Grenze kein Zweifel mehr bestehen kann, so ist sie damit auch für das Maingebiet gegeben.

Legen die Bayern die Grenze mit Unrecht zu tief, so machen es Baur, E. Fraas, Engel und Zeller bei Crailsheim umgekehrt, während Quenstedt mit klarem Blick mit dem unteren Bonebed, dem „Muschelkalkbonebed", das dem Kornstein aufliegt, den Muschelkalk abschloß. Herr Hofrat Blezinger zeigte mir an seinen Profilen, daß er früher die Grenze wie Quenstedt gelegt hatte, aber anders belehrt worden sei. Nun ist die Grenze von E. Fraas weder petrographisch noch stratigraphisch begründet, wie ich oben schon zeigte. Dazu ist sie unscharf; denn nicht selten erfolgt ein allmählicher Uebergang der unteren Lettenkohlendolomite in die Mergel und Schiefer darüber. Zudem läßt sie sich im Gebiet der Kochendorfer Facies nur selten und mit großer Mühe erkennen. Dabei zeigt sich auch ganz klar, daß sie hoch über der sonstigen Muschelkalkgrenze verläuft. Unteres Crailsheimer Bonebed, Grenzbonebed von Sattelweiler und Muschelkalkbonebed Quenstedts sind ident und gleich unserem Grenzhorizont.

Im Gebiet der Kochendorfer Facies hat Benecke die Grenze ebenso gelegt wie Quenstedt im Süden und Osten. Er hat im Gegensatz zu Alberti die *Semipartitus*-Schichten als „dolomitische und glaukonitische obere Schichten" dem oberen Muschelkalk angeschlossen. Ihm folgten dann auch die württembergischen Aufnahmen. Auf Blatt Mosbach (1894) gibt Schalch noch an: „Für den Bairdienkalk selbst könnte die Zugehörigkeit zur einen oder anderen Gruppe zweifelhaft erscheinen. Auf der Karte wurde derselbe bereits der Lettenkohle beigezählt." Doch wurde später von den badischen Landesgeologen der Bairdienkalk zum oberen Muschelkalk gezogen. Ueber die Gründe spricht Thürach, Blatt Sinsheim, pag. 21. Nach Koken gehört „die Region des Glaukonitkalks und der Bairdienletten entschieden noch zum obersten Muschelkalk, zu den *Semipartitus*-Schichten des Landes. Die enge Verknüpfung von Muschelkalk und Lettenkohle wird man überall bestätigt finden, dabei aber doch in keinem Falle über die Abgrenzung in Verlegenheit geraten." Manchmal bereitet die Grenze doch einige Schwierigkeiten; denn Schalch zieht sie bei Obergimpern und Hüffenhardt mitten durch den Glaukonitkalk, und Thürach beschreibt bei Gochsheim Lettenkohle als Bairdienkalk, weil die unteren Lettenkohlendolomite gelegentlich Glaukonit führen. Daß Regelmann die Grenze bald zu tief (Schrozberg, Wurmhöhe bei Blaufelden), bald zu hoch legt (Stein am Kocher, Ellenweiler, Satteldorf), habe ich schon früher ausgeführt.

Die Gründe, die für diese und nur für diese Grenze sprechen, sind folgende:

1. Paläontologische Gründe. Ceratiten gehen bis in den Glaukonitkalk herauf; aus den Gekrösekalken beschreiben sie Koken (Wimpfen), Stettner (Talheim), Baur und Fraas (Neckarsulm und Künzelsau). Baur bezeichnet den Gekrösekalk geradezu als ein Hauptlager des *Cer. semipartitus*. Nun besteht aber zwischen Gekrösekalk und den obersten, besonders glaukonitreichen Kalken keine konstante Grenze; sie wechselt fast in jedem Aufschluß, oft um über 1 m, da die Gekrösekalke in verschiedenen Horizonten vorkommen und bald der eine, bald der andere fehlt. Obwohl mir also aus den allerhöchsten Lagen des Glaukonitkalks keine Ceratiten bekannt sind, müssen wir sie doch unbedingt noch mit den Gekrösekalken vereinigen, die sie ja seitlich vertreten können. Ziehen wir also nach Ceratiten die Grenze, so bleibt keine andere Wahl, als sie über den Glaukonitkalk zu legen. Damit erhalten wir den Muschelkalk charakterisiert durch seine Ceratiten und dadurch scharf geschieden von der unteren Lettenkohle. Die Gründe, die Stettner veranlaßten, den Crailsheimer „Pelz" trotz Cera-

titen, Terebrateln, *Pecten* und Terquemien zuerst in die Lettenkohle zu stellen, hat er jetzt selbst als unhaltbar zugegeben. Die typische Muschelkalkfauna: Terebrateln, *Pecten*, *Terquemia*, *Lima* zeigt in der oberen Terebratelbank ein letztes Aufblühen, um dann (vielleicht allmählich) bis zur Grenze zu verschwinden. E. Fraas legt großen Nachdruck auf *Myophoria Goldfussi*. Nun findet man sie aber noch im *Nodosus*-Kalk (Bank der kleinen Terebrateln) und an der untersten Grenze des Hauptmuschelkalks (V. Hohenstein). Schon damit ist die Behauptung von E. Fraas 1892 widerlegt: „Schließen wir den Muschelkalk mit dem Horizont des *Cer. semipartitus* ab und rechnen die Glaukonitkalke und Estherien-Kalke“ (wohl Estherien-Tone) „oder die Vertreter desselben, den *Trigonodus*-Dolomit, zu der Lettenkohle, so bekommt die dadurch gewonnene Stufe der Lettenkohle einen vollkommen einheitlichen Charakter, der als Stufe der *M. Goldfussi* zu bezeichnen wäre, da diese charakteristische und außerordentlich häufige Muschel ein ganz vorzügliches Leitfossil bildet.“ Wie Fraas dies mit den zur selben Zeit von ihm beschriebenen Profilen des nördlichen Württembergs in Einklang brachte, weiß ich nicht. Denn im Profil von Künzelsau bezeichnet er die Gekrösekalke (über dem Estherienton) als Hauptlager des *C. semipartitus*. Auch seine Angabe, daß kein Ceratit mehr in den „Malbstein“ hineingeht, ist jetzt mehrfach widerlegt. Die Grenze, die E. Fraas 1892 angibt, ist also überhaupt nicht möglich.

2. Petrographische Gründe. Im ganzen Gebiet der Kalkfacies bildet der oberste Muschelkalk eine hohe, ziemlich einheitliche Kalkwand, auf der oben Schiefer und Dolomite der Lettenkohle liegen. Daher ist hier die Grenze vollkommen klar und deutlich, eine andere wäre unpraktisch, unnatürlich, gekünstelt. Daher ist man auch zwischen Bretten und Hall nicht versucht, eine tiefere Lage zu wählen. Stellen wir aber diese einheitlichen Kalkwände in den Muschelkalk, so ist dies auch für Bairdienletten und Glaukonitkalk bei Kochendorf nötig. Der horizontale Uebergang von den Tonen der Bairdienletten in Kalk, wodurch gerade diese einheitlichen Kalkwände entstehen, beweist, daß man diese natürliche Einheit nicht zerreißen darf. Mit dem Glaukonitkalk hört eine stärkere Kalkbildung auf, Ton und Dolomit überwiegen. Auch der Farbenumschlag ist bezeichnend: Muschelkalk graublau, Lettenkohle gelbbraun. Daß der gelbe *Trigonodus*-Dolomit des Südens unseres Gebiets von echten blauen Kalken überlagert wird, haben O. und E. Fraas nicht berücksichtigt. Der Dolomitgehalt ist nicht entscheidend; denn im Süden reicht die Dolomitisierung tief in den *Nodosus*-Kalk hinein, und bei Sulz ist der untere Trochitenkalk ein gelber Dolomit, aber mit deutlichen Trochiten. Auch sonst fehlen Dolomite dem Muschelkalk keineswegs.

3. Orographische Gründe. Der Glaukonitkalk hebt sich in der Regel als deutliche Kante der Täler heraus. Mit ihm beginnt das rasche Gefäll der Flüsse, das Einschneiden der Bäche. Wenig über ihm die ausgedehnte Lettenkohlenebene, mit ihm der Hang, der Steilabfall der Täler. Da diese untere Lettenkohlengrenze tatsächlich eine so markante Linie im Gelände bildet (vergleiche auch die Steinriegel), liegt kein Grund vor, sie nicht auszuzeichnen. Zum selben Ergebnis kommt auch E. Philippi, der sämtliche Gründe von O. Fraas widerlegt.

4. Praktische Gründe. Nach E. Fraas ist die Grenze „keine streng ausgebildete, denn nur lokal stellen sich Bonebedbänkchen ein. Ohne merkliche Grenze verschmelzen Muschelkalk und Lettenkohle.“ Dies widerspricht jedoch den Tatsachen. In der Regel ist die Grenze so scharf, daß man sie auf den Zentimeter genau festlegen kann. In weitaus der Mehrzahl der Fälle erkennt sie das geübte Auge schon aus weiter Entfernung. Viele Aufschlüsse gehen genau bis zur Grenze. Sie ist die einzig mögliche, die sich auch im Felde festhalten läßt; denn das leicht erkennbare Bonebed und der so typische Glaukonitkalk lassen sich auch in den Feldern ohne allzu große Schwierigkeit erkennen.

Im Gebiet der Kochendorfer Facies treten der dunkle Schieferhorizont der Bairdientone und der 2—3 m dicke Glaukonitkalk schon von fern so deutlich heraus, daß hier über die Grenze kein Zweifel herrschen kann. Jenseit der Südgrenze der Kochendorfer Facies sind die hohen Kalkwände oben vom Grenzbonebed gekrönt. Der erste mächtige Schieferhorizont ist hier Lettenkohle. Schwierigkeiten bereiten nur die Uebergangsgebiete, und hier ist eben genaues Vergleichen der Profile nötig, um sicher zu gehen. Man suche hier an der oberen Grenze der Kalke gegen die Schiefer nach Glaukonit und Bonebed. Sind zwei solche Glaukonit und Bonebed führende Grenzschichten vorhanden, so wird in der Regel die untere die richtige sein. Denn am unteren Rand des Tons der Bairdienletten gegen den darunter liegenden Kalk findet man an jener Südgrenze keinen Glaukonit, höchstens schwache Bonebedspuren, stets aber da, wo Glaukonitkalk und Vitriolschiefer zusammenstoßen. Verwechslungen mit der Blaubank, die Bonebed und zum Teil auch Glaukonit führt, lassen sich so vermeiden. Im übrigen schließen auch die petrographischen Eigentümlichkeiten der Blaubank eine Verwechslung aus. Im Gebiet von Hall—Crailsheim bietet die Blaubank in ihrer charakteristischen Ausbildung das beste Mittel zur Orientierung. Da, wo der Glaukonitkalk in ein dünnes Bonebed auskeilt, ehe der Bairdienton in Kalk übergegangen ist (Gerabronn), läßt die konstante Mächtigkeit der Vitriolschiefer (1 m) sofort erkennen, ob wir hier Bairdienton + Vitriolschiefer vor uns haben oder nur letztere. Im ersten Falle wird man auch immer im glaukonitischen Grenzbonebed die trennende Linie finden. Nur in verfallenen oder verwitterten Aufschlüssen dieses Gebiets kann man über die Grenze unschlüssig sein.

Der Muschelkalk schließt, je weiter nach Südosten, mit einem immer tieferen Schichtenglied ab, so z. B. mit dem Sphärocodienkalk. Es besteht hier ein Hiatus; denn über den auskeilenden Schichten lagert diskordant die untere Lettenkohle mit ihren Vitriolschiefern. Diese Diskordanz ist entscheidend für unsere Grenze; denn auf diese Weise ziehen wir am besten die Teilstriche in unserer geologischen Skala. Dieser Hiatus ist wirklich vorhanden und wird nicht nur vorgetäuscht durch einen Facieswechsel von Kalk und Ton. Denn über der Grenze lagert normal die untere Lettenkohle in ziemlich gleicher, eher nach Südosten abnehmender Mächtigkeit der einzelnen Schichten. Vitriolschiefer, Blaubank, dolomitische Mergelschiefer und untere Dolomite folgen über der Grenze, einerlei ob direkt darunter Glaukonitkalk oder Sphärocodienkalk liegen. Die Mächtigkeit der Vitriolschiefer müßte bei einem Uebergang von Kalk in Ton nach Südosten zunehmen; aber gerade das Gegenteil ist der Fall. Die petrographische Grenze Kalk—Schieferton ist hier also eine gute stratigraphische. Ein ähnlicher, wenn auch mehr sprunghafter Nachweis ließ sich in der Maintrias führen; denn dort begleitet in der untersten Lettenkohle ein Horizont härterer Mergelplättchen unsere Grenze in ziemlich konstantem Abstand (bis Würzburg). Im Bauland und im nördlichen Kraichgau ist dieser Beweis noch nicht erbracht, da hier die unterste Lettenkohle zu selten erschlossen ist und dazu ziemlich rasch wechselt.

Zusammenfassung. Die Muschelkalkgrenze Kokens ist die allein mögliche und durchführbare und hat in ganz Franken nie versagt. Alle anderen Abgrenzungen haben nur lokalen Charakter und lassen sich nicht über größere Gebiete hinweg festhalten. Das geübte Auge erkennt unsere Grenze schon aus größerer Entfernung; auch dem Laien fällt sie auf. In Feld und Wald läßt sie sich noch erkennen. Paläontologisch ist sie charakterisiert durch das Aussterben der Ceratiten und einer Reihe typischer Muschelkalkformen (Terebrateln, *Pecten*, *Lima* und andere), durch ein meist reiches und deutliches Bonebed, petrographisch durch den nie fehlenden Glaukonit, die erste stärkere Anreicherung von Sand (neben vielem organischen Material), durch den Wechsel von Kalk mit Schieferton.

Wurde bisher festgestellt, daß eine scharfe Grenze zu ziehen möglich ist, daß sogar in einem großen Teile des Gebietes (SO) ein Hiatus Muschelkalk und Lettenkohle trennt, so muß nun auch die große Aehnlichkeit von Muschelkalk und Lettenkohle hervorgehoben werden. Der Umschlag ist nicht so bedeutend, um hier Muschelkalk und Keuper zu trennen. Dies heben auch die meisten süddeutschen Geologen hervor und betrachten daher die Lettenkohle als Zwischenglied zwischen Muschelkalk und Keuper oder rechnen sie sogar noch zum Muschelkalk. Denn die Fauna der Lettenkohle ist nur die stark dezimierte des Muschelkalks, und das Verschwinden einiger Arten setzt schon in den Fränkischen Grenzschichten ein. Muschelreiche Kalkbänke, die in der unteren Lettenkohle häufig sind (Blaubank, untere Lettenkohlen-„Dolomite" und andere) stimmen auch petrographisch sehr mit denen des Muschelkalks überein. Die große Aehnlichkeit geht am besten daraus hervor, daß das Crailsheimer Profil von E. Fraas, das noch einen Teil der unteren Lettenkohle zum Muschelkalk stellt, 20 Jahre lang keinen Anstoß erregt hat, obwohl es von vielen Geologen besucht wurde. Dazu ist die Lettenkohle viel mehr mariner Entstehung, als bisher angenommen wurde, und Sand, Ton und Letten sind auch dem Muschelkalk nicht fremd. Das Landschaftsbild fordert eine selbständige Stellung der Lettenkohle oder ihre Zurechnung zum Muschelkalk; denn mit dem Gipskeuper beginnt erst der Anstieg zur Keuperstufe.

## 2. Trigonodusdolomit und Trigonoduskalk.

Am wenigsten geklärt war bis jetzt das Verhältnis von *Trigonodus*-Dolomit und *Trigonodus*-Kalk zum Hauptmuschelkalk. Alberti stellte den *Trigonodus*-Dolomit 1864 als „unteren dolomitischen Kalkstein" zum Keuper, während er ihn zuerst zum Muschelkalk gestellt hatte (1834). Da er „meist vertikal mit dem Schichtenwinkel sehr stark zerklüftet, so daß er sich wie manches Urgebirge in Prismen absondert", nannte er ihn zuerst „Nagelfelsen". „Am oberen Neckar 32 m mächtig, verschwindet er allmählich im Norden von Württemberg. Selten ist die Kalkerde zur Bittererde wie 1 : 1, meist wie 4 : 3 oder 2 : 1 in ihm verteilt." Nach Norden verfolgte ihn Alberti bis Besigheim und unweit Hall, während er bei Kochendorf „gänzlich fehlt". Alberti stellt hier nur die wirklichen Verhältnisse fest. Seine Angaben sind nur insofern unvollständig, als die Ueberlagerung des Dolomits durch blaue Kalke fehlt. Darauf legten dann auch Quenstedt, Bach und Paulus den Hauptnachdruck, und so war die Frage von einer endgültigen Lösung nicht weit entfernt, um so mehr, da diese im Gegensatz zu O. Fraas den *Trigonodus*-Dolomit zum Muschelkalk rechneten. O. Fraas wurde „bloß überstimmt, nicht überzeugt". Wesentlich verwickelter wurde die Lage, als Regelmann und E. Fraas den *Trigonodus*-Dolomit im nördlichen Württemberg gefunden zu haben glaubten, obwohl Alberti festgestellt hatte, daß er nur bis Besigheim—Rieden vorkomme und weiter nördlich fehle, obwohl Quenstedt in Blatt Hall keinen *Trigonodus*-Dolomit beschrieb. Daß bei Regelmann bald die, bald jene Schicht von den unteren Dolomiten der Lettenkohle bis unter die Hauptterebratelbank hinab als *Trigonodus*-Dolomit aufgefaßt wurde, daß dies nicht einmal konsequent durchgeführt ist und in völlig gleichartigen und direkt benachbarten Aufschlüssen keine Uebereinstimmung herrscht, habe ich schon oben nachgewiesen. Verwirrend wirkte auch die neue Auffassung des Crailsheimer Profils und der Vergleich mit dem von Sattelweiler und Künzelsau; denn E. Fraas vertrat die Anschauung, daß der *Trigonodus*-Dolomit die höchste Stufe des Muschelkalks bilde und mit dem Glaukonitkalk ident sei, daß er aber eigentlich zur Lettenkohle gerechnet werden müsse (1892). Nun ist aber sein *Trigonodus*-

Dolomit in Franken kein Dolomit, oft enthält er nicht 1 Proz. $MgCO_3$. Von den Profilvergleichen im obersten Muschelkalk läßt sich keiner aufrecht erhalten. Das Anschwellen der „*Trigonodus*-Dolomite“ nach Norden beruht nur darauf, daß dort stratigraphisch verschiedene Schichten als Einheit zusammengefaßt wurden, daß also z. B. der *Trigonodus*-Dolomit von Rothenburg viel tiefer hinabreicht als die damit verglichenen Schichten. Daß der *Trigonodus*-Dolomit auch im Murr- und Enztal nicht die höchste Schicht ist, wurde schon vor 30 Jahren festgestellt. Philippi schloß aus den Mächtigkeitsschwankungen, daß die untere Grenze des *Trigonodus*-Dolomits in sehr verschiedenen Zonen verläuft; seine stratigraphische Einreihung und der Vergleich mit Crailsheim sind unhaltbar. Zu ähnlichen Ergebnissen wie Philippi kam auch Stettner: Die Mächtigkeitsschwankung des Dolomits ist ein Wechsel der Facies, Kalk und Dolomit vertreten sich gegenseitig. Von der Fraasschen Auffassung, daß der *Trigonodus*-Dolomit über den *Semipartitus*-Schichten liege, befreite er sich erst 1905, wo er in ihm die Aequivalente von Bairdienton und oberer *Dorsoplanus*-Zone sieht; jetzt erkennt er auch dessen Einreihung in die Region der Hauptterebratelbank an. Zeller hatte festgestellt, daß die Kalke über dem *Trigonodus*-Dolomit bis Leonberg—Zuffenhausen nach Süden reichen, und daß er im Norden wesentlich tiefer liege (Großingersheim 3 m Kalk darüber). Die Deutung von Crailsheim durch E. Fraas nahm er als bewiesen an. Wie sich damit seine Funde im Neckartal in Einklang bringen ließen, ist schwer verständlich.

Die Auffassung der neuen geologischen Landesaufnahme in Württemberg und Baden (M. Schmidt, Schnarrenberger), die im *Trigonodus*-Dolomit nicht ein stratigraphisch scharf umgrenztes Schichtenglied sieht, sondern eine Facies, deren Grenze wechseln kann, teile ich völlig. Schnarrenberger stellte fest, daß der *Trigonodus*-Dolomit auf Blatt Weingarten im Niveau der Hauptterebratelbank einsetzt, und M. Schmidt fand in ihm einen *C. intermedius*. Daß das Bild, das Engel entwirft, besonders aber sein „Normalprofil“ durch den Muschelkalk hiemit fällt, ist klar.

Der *Trigonodus*-Dolomit ist kein selbständiges Schichtenglied, das den Hauptmuschelkalk überlagert, sondern nur eine petrographische Einheit, deren Grenzen schwanken. Bei Haigerloch ist z. B. seine untere Grenze eine oolithische, verkieselte Bank ziemlich tief im *Nodosus*-Kalk. Während er im Süden sehr mächtig ist und noch den größten Teil der oberen *Nodosus*-Platten umfaßt, überwiegt im Norden mehr der Kalk. Zwischen Rems, Enz und Murr verzahnen sich *Trigonodus*-Dolomit und oberer Gervillienkalk. Die einheitlichen Dolomitmassen lösen sich nach Norden auf und wechsellagern dann mit blauen Kalken, um noch weiter nördlich zu verschwinden. Im Enz- und Murrtal haben die gelben Dolomite noch eine Mächtigkeit von über 2—3 m; und noch bei Ilsfeld—Groß-Sachsenheim fand ich rund 3 m gelben *Trigonodus*-Dolomit, bei Ilsfeld mit etwa 30 Proz. $MgCO_3$ und 50 Proz. $CaCO_3$. Seine Ausläufer lassen sich noch weiter nach Norden verfolgen, und in der Region der Hauptterebratelbank finden wir bei Bönnigheim wie bei Talheim einen Dolomit mit verkieselten Terebratelschalen (etwa 30 Proz. $MgCO_3$ und 60 Proz. $CaCO_3$). Auch im Kochertal zeigt sich direkt über der Hauptterebratelbank das Eingreifen der Dolomite des Südens, bei Rieden führen sie 29 Proz. $MgCO_3$ bei 55 Proz. $CaCO_3$. In der weitverbreiteten „Kiesbank“ Thürachs sehe ich seine letzten Spuren im Norden.

Die obere Grenze des *Trigonodus*-Dolomits bildet etwa die zweite gelbe Bank in den Terebratelschichten der Kochendorfer Facies. Die obere Terebratelbank ist stets rein kalkig, ebenso der Sphärocodienkalk, unter dem dann erst die gelben Dolomite einsetzen. Wenn im südlichen Württemberg diese bis zur Grenze hinaufgehen und so den Abschluß des Muschelkalks bilden, so ist dies auf das

Auskeilen der darüber liegenden Schichten zurückzuführen; die Hauptmasse des *Trigonodus*-Dolomits ist dann dort „*Intermedius*-Kalk“ oder oberer *Nodosus*-Kalk überhaupt.

Der *Trigonodus*-Kalk im Maingebiet wurde von SANDBERGER zuerst als „Dolomit“ bezeichnet, und so sprach auch ZELGER von *Trigonodus*-Dolomit. Doch schon 1866 erkannte SANDBERGER, daß dieser „Dolomit“ fast chemisch reiner Kalk sei, und auch ZELGER wendet sich 1870 energisch gegen den Dolomit. Trotzdem spricht E. FRAAS noch 1892 von einem *Trigonodus*-Dolomit SANDBERGERS und will ihn mit dem Glaukonitkalk identifizieren. Nun liegt aber der *Trigonodus*-Kalk fast durchweg tiefer, nur selten ist ein Teil dem Glaukonitkalk gleichzusetzen. Dazu ist es kein Dolomit. Bei gelben Mergelkalken kann man an Dolomit denken, nicht aber bei jenen schönen Quaderkalken, die nicht die geringste Aehnlichkeit mit den gelben Dolomiten des Südens haben, die FRAAS aber auch bei uns (Hall, Schloßstetten) als Dolomit bezeichnet. Auch GÜMBEL spricht von der dolomitischen Entwicklung der obersten Muschelkalklagen, des „sogenannten *Trigonodus*-Dolomits der Würzburger Gegend“, als Zeichen beginnender Konzentrierung der Meeressalze, die sich zuerst in Form von Dolomit auszuscheiden begonnen haben — und dabei ist dort nicht einmal 1 Proz. $MgCO_3$ vorhanden (SANDBERGER). Daß die als einheitlich beschriebenen *Trigonodus*-Kalke des Maingebiets alle möglichen Niveaus vom Glaukonitkalk bis tief in den *Nodosus*-Kalk umfassen können, wurde schon früher ausgeführt. Daß sie deshalb mit dem *Trigonodus*-Dolomit gleichzeitige Bildungen sein können, ist klar, aber ebenso auch, daß man beide nicht direkt vergleichen darf. Als petrographische Einheit läßt sich der *Trigonodus*-Kalk halten, wenn man darunter etwa die „Mainbausteine“, die schönen Quader versteht (ZELGER), nicht aber als stratigraphische, wenn er auch häufig im Terebratelkalk liegt. Ein allgemeiner Charakterzug dieser *Trigonodus*-Kalke ist ihr Transgredieren nach Osten, das Emporsteigen der Quader in immer höhere Schichtenglieder (Wittighausen—Gollachostheim, Künzelsau—Gerabronn). Das Auftreten von *Trigonodus Sandbergeri* ist, wie überhaupt, so auch in *Trigonodus*-Kalk und *Trigonodus*-Dolomit sehr launisch; er kommt darüber und darunter noch vor, ist also alles eher als ein Leitfossil für diese Schichten.

## 3. Mächtigkeitsschwankungen.

Vgl. auch Taf. II—VII [XXI—XXVI].

Auszuschalten sind hier zunächst lokale Mächtigkeitsschwankungen, wie wir sie fast in jedem Aufschluß nachweisen können und die im wesentlichen auf unregelmäßige Sedimentation im flachen Meere zurückzuführen sind. Auch durch Stylolithenbildung können sonst überall gleich dicke Bänke stark abnehmen. Daß durch Austernriffe und überhaupt durch stärkere Anhäufung von Muscheln und Brachiopoden Störungen in der Schichtenmächtigkeit entstehen, soll hier bloß angedeutet werden. Wichtig aber sind die Schwankungen, die sich mit großer Regelmäßigkeit über weite Gebiete verfolgen lassen, die Abnahme und das Auskeilen der Schichten nach Südosten. Schon aus der Gesamtmächtigkeit des Hauptmuschelkalks läßt sich dies beweisen. Darauf, daß die bestehenden Angaben mit größter Vorsicht zu verwenden sind, hat schon QUENSTEDT (Blatt Hall) hingewiesen. Denn selten sind Verstürzungen und Verwerfungen so zahlreich wie in den Muschelkalktälern, besonders an der Talkante (vgl. S. 80 [352]). Auch stimmen die Angaben vielfach nicht überein. So gibt PÜRKHAUER für den Hauptmuschelkalk bei Rothenburg o. T. 230′ an, REGELMANN und FRAAS aber, die sich beide auf ihn berufen, 58,4 m bzw. 67,2 m, während REGELMANN 1880 selbst 80,57 m mißt. Unhaltbar sind

auch die Zahlen von Platz, der für das Umpfertal nur 50,7 m, und von Sandberger, der bei Würzburg nur 45 m findet, während neuerdings Beckenkamp hier eine Mächtigkeit von 90 m nachgewiesen hat. Scheidet man diese Fehler aus, so tritt doch ein gemeinsamer Zug deutlich heraus, die Schichtenabnahme gegen Südosten, die wir ja bei allen Triasschichten finden. Die normale Mächtigkeit des Hauptmuschelkalks beträgt 80—90 m, an der Gronach-Mündung bei Crailsheim mißt Regelmann nur noch 58,6 m, also eine Abnahme um etwa ein Drittel. Aehnlich ist es auch im Maingebiet, wo die Bohrungen auf Steinsalz (Reis) bei Bergrheinfeld 100 m, bei Burgbernheim nur 79 m ergaben. Schon Alberti stellt diese Abnahme nach Süden fest: Friedrichshall 400', Sulz 247', Rottenmünster 225', Schwenningen 150' Mächtigkeit des Kalksteins von Friedrichshall; für den ganzen Hauptmuschelkalk (= Kalkstein von Friedrichshall + *Trigonodus*-Dolomit) ergibt sich aus seinen Angaben von 1864 eine Abnahme von 90 m auf 30 + 32 m, also um rund 30 m. Auch nach Schalch ist im südöstlichen Schwarzwald der Hauptmuschelkalk nur noch 60 m mächtig; die Hauptabnahme fällt in die oberen Partien (*Trigonodus*-Dolomit + unser *Nodosus*-Kalk = 32 m statt etwa 50—55 m). Aehnlich ist es auch in Thüringen, wo Richard Wagner für die Schichten über der *Cycloides*-Bank (obere Tonplatten) nur noch 10,18 m findet. Da diese bei Würzburg noch 40 m mächtig sind, so wird sich wohl zwischen Schweinfurt und Jena ein noch stärkeres Auskeilen und Abnehmen der Schichten nachweisen lassen als im württembergischen Franken. Fraglich bleibt allerdings, ob nicht ein Teil der Abnahme darauf zurückzuführen ist, daß die Grenze vielleicht etwas tiefer gelegt ist als bei uns; denn oberster Muschelkalk und untere Lettenkohle werden sich im äußersten Nordosten des Untersuchungsgebiets sehr ähnlich[1]). Thürach weist auf ein ähnliches Zusammenschrumpfen des Muschelkalks überhaupt, besonders aber der Schichten über der *Cycloides*-Bank, südöstlich von Bayreuth hin, wo letztere bei Himmelskron nur noch etwa 10 m mächtig sein sollen.

Die Hauptabnahme fällt also überall wie bei uns in die obersten Schichten. In Franken sind es vor allem die *Semipartitus*-Schichten und besonders die Fränkischen Grenzschichten. Etwas störend wirkt das rasche und starke unregelmäßige Schwanken der Mächtigkeit im Glaukonitkalk (1,8—3,3 m), das sich nur durch Entstehung im Flachmeer erklären läßt. Bei Kirchberg—Blaufelden ist er ganz ausgekeilt. Die stärkste Abnahme der Schichten fällt etwa in die Linie Uffenheim—Niederstetten—Gerabronn—Hall—Lauffen a. N.—Bretten. Zunächst ergreift sie besonders die Fränkischen Grenzschichten (Taf. II [XXI]). Noch 2 m (statt 4—5 m) mächtig sind sie in der Linie Hilpertshof (Burgbernheim), Rothenburg N, Baldersheim—Riedenheim N, Niederstetten—Adolzhausen, Billingsbach W, Michelbach a. d. Heide, Obersteinach, Wolpertsdorf, Hall (Weckrieden, Gottwollshausen), Ilsfeld (etwa), Bönnigheim N, Kleinvillars (SO Bretten). Nur noch 1 m beträgt die Mächtigkeit bei Raboldshausen, Unterweiler, Heroldshausen, Gagstadt, Kirchberg, Jagstroth (im Bühlertal), Tullau, Besigheim, Vaihingen). Völlig verschwunden sind sie zwischen Rothenburg und Lohr, bei Bossendorf, Spindelbach, Wolfskreut, Gammesfeld, Crailsheim, Vellberg, Gaildorf, Zell, Backnang, Marbach S, Beihingen, Bietigheim, Markgröningen. Bei Bossendorf, Wolfskreut, Gammesfeld, Obersontheim, Wolfsölden, Zuffenhausen liegen die Sphärocodien dicht unter dem Grenzbonebed, bei Unterweißach, Winnenden und Cannstatt sind auch sie dem Auskeilen zum

1) Nachtrag während des Druckes: Auch in Thüringen haben sich die Mächtigkeitsangaben als zu niedrig herausgestellt. Bei Weimar lagern über der *Cycloides*-Bank noch rund 25 m Muschelkalk. Die bisherigen Angaben erklären sich durch die spärlichen, schlechten Aufschlüsse. Dennoch findet eine Abnahme von 40 auf 25 m statt.

Opfer gefallen. Das Auskeilen läßt sich in gleicher Weise zeigen, welchen Horizont man auch zum Nachweis benützt, läßt sich also nicht etwa durch ein Transgredieren der Terebrateln nach Südosten erklären. Petrographische wie faunistische Horizonte nähern sich durchweg nach Südosten der Grenze.

Für diejenigen, welche die stratigraphische Verwertbarkeit der Terebrateln bestreiten, sei hier die Tiefenlage eines Glaukonithorizontes angegeben. Er führt auch Sphärocodien und liegt zwischen den beiden gelben Bänken:

Kochersteinsfeld 560 cm
Künzelsau 520 cm
Hall { Weckrieden 340 cm
Gottwollshäuser Steige 320 cm
Heimbacher Steige 300 cm
Bahnhof 270 cm
Tullau 240 cm
Hessental 220 cm
Adelbach bei Ottendorf 180 cm
Ottendorf S 165 cm
Groß-Altdorf 150 cm.

Nehmen wir an Stelle der Fränkischen Grenzschichten die *Semipartitus*-Schichten, so verlaufen die Kurven ganz ähnlich (Taf. III [XXII]). Der 2 m-Linie der ersteren entspricht die 5-m-Linie der letzteren. Sie verläuft durch Hilpertshof, Rothenburg N, Riedenheim S, Adolzhausen, Obersteinach, Otterbach, Hessental, Raibach, Bönnigheim S, Vaihingen. 3 m mächtig sind sie noch bei Rothenburg – Lohr, Blaufelden, Unterweiler, Heroldshausen W, Gagstadt, Kirchberg, Untersontheim, Gaildorf, Backnang—Erbstetten. Eine Mächtigkeit von unter 2 m haben sie bei Gammesfeld, Bossendorf, Spindelbach, Spielbach, Obereichenroth, Wolfskreut, Sattelweiler, Tiefenbach (Crailsheim), Unterweißach, Winnenden. Die Linien fallen nicht ganz zusammen, weil die Terebratelschichten von Kochendorf gegen Künzelsau etwas abnehmen, dann bei Hall und im Bühlertal wieder anschwellen, um dann gegen Osten ziemlich rasch zusammenzuschrumpfen. Benützt man die Bank der kleinen Terebrateln, so wirkt zwar das Anschwellen des oberen Gervillienkalks bei Ilsfeld, Bönnigheim, Besigheim, Vaihingen etwas störend und kann sogar die Abnahme zeitweise aufheben; aber doch kommt sie auch hier zum Ausdruck. Ilsfeld—Talheim—Lauffen 13–14 m, Erbstetten—Unterweißach ca. 10 m, Neufels 12,9 m, Hall 10,4 m, Talheim—Westheim—Hessental 9,5—9,3 m, Ilshofen 7—8 m, Kirchberg S 6,7 m, Crailsheim ca. 6 m = Mächtigkeit der Schichten über den kleinen Terebrateln. Die Bank der kleinen Terebrateln selbst nimmt sehr regelmäßig nach Süden ab: Meimsheim—Rauher Stich 3,1 m, Marbach—Kleinbottwar 1,5 m, Heuchlingen 3,5—4 m, Neufels 1,6—1,8 m. Auch der Tonhorizont nimmt nach Südosten an Mächtigkeit ab. Ein vorübergehendes Anschwellen tritt in allen Schichten dann ein, wenn es zur Ausbildung einheitlicher, massiger Kalk- oder Dolomitbänke kommt: Sodastein der Terebratelschichten bei Hall—Gaildorf, Hauptterebratelbank bei Ottendorf, massige dolomitische Kalke im oberen Gervillienkalk bei Besigheim, Riffkalke in der Bank der kleinen Terebrateln bei Hall, *Trigonodus*-Kalk im Mainland. Die Hauptterebratelbank schwillt zwischen Adelbach bei Ottendorf und Groß-Altdorf (1800 m) von 1 m auf 1,7 m an. Dies beruht

aber nicht auf einer unrichtigen Abgrenzung, denn die Horizonte darüber und darunter laufen ganz normal durch mit allen Einzelheiten. Wohl aber zeigt die ganze Bank ein einheitliches massiges Gepräge, „Masten“, d. h. rasch gewachsen, nennen sie die Steinbrecher, und treffen damit das Richtige. Erhöhte Sedimentzufuhr bedingt hier eine Schichtenschwankung von 39 bzw. 23 Proz. auf 1 km. Dieses Anschwellen ist allerdings nur ein lokales, die ausgedehnteren Schwankungen sind schwächer. Tonschichten oder dünne Kalkbänke bereiten nie Störungen. Die stärkste ausgedehntere Schichtenabnahme beträgt 10 15 Proz. auf den Kilometer (Rauher Stich bei Talheim, Hall, *Trigonodus*-Kalk—Uffenheimer Tonfacies). Reis (1901) gibt an, daß bei Burgbernheim die obere Region des Muschelkalks auf 24 m Entfernung um 9 m abnimmt, und zwar nur die obere Hälfte des Hauptmuschelkalks, also um etwa 25 Proz. auf 24 m. Eine so starke Abnahme steht so einzigartig da, daß unbedingt ein Fehler vorliegen muß, sei es im Bohrregister, sei es in der Deutung der Bohrkerne, sei es, daß eine Schichtenstörung vorliegt. Meine Profile aus jener Gegend zeigen durchaus nichts Anormales. Auch durch das von E. Fraas gegebene Profil von Neckarsulm, auf das er verweist, wird die Erscheinung durchaus nicht bestätigt; denn die Entfernungen sind viel größer und die Mächtigkeitsschwankungen des ganzen Hauptmuschelkalks geringer (Koken). Mindestens aber ist der Schluß unberechtigt, der die Zuverlässigkeit der oberen Muschelkalkgrenze zur Feststellung von Störungen bezweifelt.

Das Auskeilen und die Mächtigkeitsschwankungen überhaupt bedingen, daß senkrecht zu dieser Richtung Parallelen sich leicht ziehen und entfernte Profile sich leicht vergleichen lassen. In der Richtung selbst aber ist beim Vergleich und beim Kombinieren von Profilen größte Vorsicht geboten, besonders, wenn auf 3 km Entfernung eine Schichtenabnahme um 40 Proz. zu verzeichnen ist. Vergleiche in der Richtung NW—SO sind daher stets schwieriger als senkrecht dazu (SW—NO).

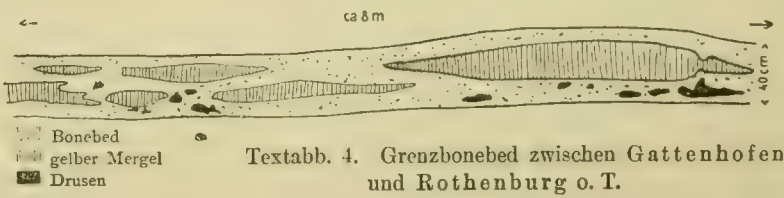
# II. Bildungsgeschichte.

### Bonebed.

Auf Bonebedlagen wurde bisher allzu großer Wert gelegt, sind sie es doch, die dem Sammler reiche Ausbeute bieten. Stratigraphisch jedoch ist hier einige Vorsicht nötig. Denn Bonebedlagen sind für die untere Lettenkohle ebenso charakteristisch wie für den obersten Muschelkalk, und auch noch tiefer findet man Anreicherungen von Wirbeltierresten. Sie sind auch nicht immer Strandbildungen; denn stärkere oder schwächere Bonebedlagen stellen sich sehr häufig da ein, wo ein Umschlag der Facies stattfindet, wo z. B. dicke Ton- und Kalklagen aufeinander folgen. Wenig über der oberen Terebratelbank, im unteren Bairdienton finden wir auf größere Entfernungen Zähne und Fischschuppen, ein mehr oder weniger deutliches Bonebed, und auch in der Kiesbank sind Wirbeltierreste sehr verbreitet. Im Maingebiet ließ sich zeigen, wie gleichzeitig mit der transgredierenden Tonfacies auch das Bonebed an ihrer Basis fortschreitet, also diagonal zur Schichtung. (Vordringen des Bairdientons der Kochendorfer Facies über die „Bankkalke“ des *Trigonodus*-Kalks von West nach Ost.) Besonders häufig muß das Bonebed da vorkommen, wo geringe Aenderungen der Lebensbedingungen von größtem Einfluß auf die Tierwelt sind, also in küstennahen Gebieten. Während wir im Beckeninnern (Kochendorf) Bonebedreste mehr auf den ganzen Glaukonitkalk verteilt finden, treffen wir küstennäher, und zwar besonders in den alten Buchten (Rothenburg o. T., Crailsheim und Tullau—Rieden) dicke Lagen eines fast nur aus organischer Substanz und Sand bestehenden Bonebeds. Die Mächtigkeit

wechselt sehr rasch und stark, um so mehr, da es die ziehende Welle am Strande oder die Strömung im Flachmeer hin und her bewegte. So fand ich im Kupfertal innerhalb weniger (2—3) Meter ein Schwanken des sandigen Bonebeds von 1—10 cm. Das Bonebed ist nicht immer eine Strandlinie, reine Strandbildung: „Der Windstau, der den Wasserstand am Strand erhöht, bewirkt eine am Boden seewärts gerichtete Gegenströmung, den Soog, die alles Bewegliche vom Strande hinwegzufegen bemüht ist, während die Oberflächentrift alles Schwimmende und Treibende an den Strand drängt. Dieser Unterstrom wäscht an der Ostsee die Stein-, Sand- und Grundbänke rein von allen organischen Verwesungsresten der gerade dort meist üppig entwickelten Pflanzen- und Tierwelt und sammelt den schwarzen Moder oder Mud in den benachbarten Vertiefungen, wo der Verwesungsprozeß weiter fortschreitet und, zumal wenn es sich um ringsum abgeschlossene tiefe Mulden handelt, übelriechenden Schwefelwasserstoff entwickelt" (Krümmel, Ozeanographie). Diese Strömungen bedingen zum Teil die weite konstante Verbreitung von Bonebedlagen, ihre starke lokale Anhäufung und andererseits ihre örtlich sehr schwache Entwicklung. (So bei Stadel im Bühlertal nur in den Fugen des Gesteins und als dünner Ueberzug.) In Küstennähe ist der Gehalt an organischem Material am stärksten. (Tauber-, Bühler-, mittleres Jagst- und Kochertal.) Man kann hier reinen Bonebedkalk finden. Heute sind ja gerade die Schelfe bevorzugte Laichplätze vieler Fische, Gebiete regen Tierlebens.

Manche Kalkbänke sind von dunklem, wohl organischem Detritus so erfüllt, daß hellgraue Kalke ganz schwarz punktiert erscheinen, daß Schichtflächen einen schwarzen, fast kohligen Ueberzug tragen. Da diese Kalke nur in Küstennähe ihre schönste Ausbildung zeigen, nenne ich sie in den Profilen **„Küstenkalke"** [1]). Wir finden sie entlang der ganzen Küstenzone, am häufigsten aber bei Crailsheim, wo zuletzt fast sämtliche Schichten Küstenkalke genannt werden müssen. Im Sphärocodienkalk erhalten sie sich am weitesten beckeneinwärts. Anreicherungen von Wirbeltierresten oder schwächere Bonebedlagen findet man an der unteren Grenze des *Trigonodus*-Dolomits (Stettner, Fraas), in der Bank der kleinen Terebrateln, in den gelben Mergeln über der Hauptterebratelbank, im Sphärocodienkalk, in der oberen Terebratelbank, im Bairdienton im ganzen Glaukonitkalk, in den Vitriolschiefern sogar mehrere, in der Blaubank und noch höher. Das Bonebed der Blaubank ist sehr konstant, bei Bonfeld ein dünner Streifen, küstennah mehrere Zentimeter dick, meist braun verwitternd. Bei Sulzdorf ist es ein reines Koprolithenlager. Das mittlere Crailsheimer Bonebed, mitten im Vitriolschiefer, ist meist nur ein dünnerer Belag auf einem Mergelkalkplättchen, hat aber trotzdem weite Verbreitung. Am schönsten aber ist das Muschelkalkbonebed ausgebildet, und zwar besonders in Küstennähe, so bei Gattenhofen-Gammesfeld, Kirchberg—Crailsheim, Bühlertal, Tullau—Gaildorf, Ellenweiler. Bei Gattenhofen—Tullau zeigt es interessante Sedimentationserscheinungen: Graue, gelb verwitternde Mergelschmitzen haben mehrere Meter Ausdehnung und verzahnen sich seitlich mit dem Bonebed. Je nachdem sie auskeilen oder stark entwickelt sind, lassen sie das bis 40 cm mächtige Bonebed als einheitliche Masse oder als eine Anzahl dünner Plättchen erscheinen (s. Textabb. 4). Große Koprolithen mit Fischzähnen und -schuppen sind nicht gerade selten (Gattenhofen). Zinkblende trifft




Textabb. 4. Grenzbonebed zwischen Gattenhofen und Rothenburg o. T.

1) Diese Kalke habe ich nun auch nahe dem Ardennenfestland bei Filsdorf in Lothringen und nahe dem Böhmisch-Bayrischen Massiv in Oberfranken nachgewiesen.

man gelegentlich, Pyrit ziemlich häufig, und zwar in Form kleiner Würfelchen. Die in frischem Zustand schwarze Farbe des Bonebeds geht daher durch Verwitterung in Braun über. Die Glaukonitführung ist für das Grenzbonebed sehr konstant, sonst hat der Glaukonit in der Blaubank einige Verbreitung. Gegen die Küste zu wird das Grenzbonebed immer sandiger, während es beckeneinwärts mehr kalkig-mergelig ist. Im nördlichsten Württemberg sind die Bonebedplatten stark verkieselt. Ein richtiger Sandstein ist das mittlere Crailsheimer Bonebed im Bühlertal. Zwischen Bühlerthann und Obersontheim erreicht er eine Dicke von 20—30 cm, ist grobkörnig und stark verkieselt. Bei Untersontheim ist er nahezu ausgekeilt. Die Sandzufuhr erfolgte hier vom Ries her, ganz ähnlich wie im Muschelkalk des Saargebiets an den Ardennen.

Für ein großes Gebiet charakteristisch ist die **Aufarbeitung** des **Untergrundes,** die zu einer **Pseudokonglomeratstruktur** des Grenzbonebeds führt (Taf. IX [XXVIII], Fig. 6, 7). Das braune bzw. schwarze Bonebed führt graublaue Kalkstückchen, die keinen weiten Transport mitgemacht haben können; denn sie sind eckig, zackig und zerfressen. Auch stimmen sie mit dem Anstehenden genau überein, und häufig lassen sich alle möglichen Uebergangsstadien von ebenem Untergrund zu wellig-höckerigem verfolgen: Man sieht von diesem einige Fetzen sich ablösen, während andere schon ganz von Bonebed umhüllt sind. Damit sind dann Bonebed und Kalk ohne Schichtfuge verzahnt. Zerfressener, aufgearbeiteter, durchwühlter Untergrund, Verzahnung von reichem Bonebed mit Kalk und Pseudokonglomeratstruktur sind stets vereint. Bei Sattelweiler hat die Aufarbeitung bis auf die obere Terebratelbank herabgegriffen und diese zum Teil noch erfaßt. Daher finden wir deren Mächtigkeit verringert und zwischen den Terebrateln ein reiches Bonebed. Daß unter solchen Umständen das Bonebed manchmal fast ganz verschwindet oder sich nur in Vertiefungen des Untergrundes erhält, ist einleuchtend. Wichtig ist die Verbreitung dieser eigenartigen Sedimentationsverhältnisse: Gammesfeld, Leofels—Ilshofen—Crailsheim, Geislingen a. K.—Obersontheim, Hall—Gaildorf, ganzes Murrgebiet, Cannstatt-Zuffenhausen (Taf. III [XXII]). Am schönsten ist die Aufarbeitung bei Marbach, Ellenweiler und Vellberg zu sehen. Die Aufwühlung des Untergrundes ist nicht bloß auf das Grenzbonebed beschränkt; beim Bühlerviadukt zeigt der „Glaukonitkalk" der unteren Lettenkohlendolomite deutliche Pseudokonglomeratstruktur, bei Ottendorf und Hessental sehen wir aufgewühlten Meeresboden in der Blaubank, bei Gailenkirchen, Sontheim S und bei Jagstfeld wenig über der oberen Terebratelbank. Bei der St. Annakapelle bei Duttenberg befindet sich so eine feine Terebratelbreccie in etwas zu hoher Lagerstätte. Verbreitet ist die Aufarbeitung besonders im Grenzbonebed. Auf dem eben erst abgesetzten, noch nicht erhärteten Kalk breitete sich der Wirbeltiergrus aus, und jede stärkere Bewegung des Meerwassers wühlte beide durcheinander. Im Flachmeer der Ostsee wirken Stürme ähnlich (Koken). Die Aufarbeitung erst abgesetzter Sedimente fehlt dem tieferen Meer; sie setzt also Aenderung der Meerestiefe, Hebung des Landes oder Rückzug des Meeres voraus, wodurch diese Schichten in den Bereich der Wirkung der Stürme, des Wellenschlages oder erodierender Strömungen kamen. Denn in tieferen Schichten sowie weiter innen im Becken hat die Aufwühlung nur ganz untergeordnete Bedeutung. Mit dieser Flachmeernatur hängt auch die Fluidalstruktur des Bonebeds und des Glaukonitkalks eng zusammen. Während sonst homogene glatte Schichtung die Regel ist, zeigt der Glaukonitkalk häufig unruhige Schichtung im kleinen: kleine Wellen und Verbiegungen, die ich auf bewegtes Wasser, auf unruhige Sedimentation zurückführe. Also im Beckeninnern Fluidalstruktur des Glaukonitkalks, am Beckenrand Aufarbeitung und Pseudokonglomeratstruktur, innen

Bonebed mehr gleichmäßig auf den ganzen Glaukonitkalk verteilt, am Rande mehr in einem Bänkchen konzentriert.

### Glaukonit.

Der Glaukonit ist für den Grenzhorizont so charakteristisch, daß dieser von mehreren Geologen nach ihm seinen Namen erhalten hat. Im Maingebiet wurde er zuerst von Sandberger und Zelger in größerer Verbreitung nachgewiesen; sie fanden den Glaukonit führenden Bairdienkalk nach Süden bis zum Taubertal, nach Osten bis zum Steigerwald, nach Norden bis zum Werngrund (Arnstein). Sandberger kennt ihn auch noch von Kissingen, Fulda und Friedrichshall. Gümbel beschreibt ihn von Bayreuth. Im Baulande und Kraichgau haben Benecke und die badischen Landesgeologen den Glaukonit des Bairdienkalkes nachgewiesen, und Koken nennt nach ihm den Glaukonitkalk. Baur erwähnt den Glaukonitgehalt der Grenzschicht an mehreren Stellen (Neuenstadt, Künzelsau); Quenstedt suchte ihn bei Hall vergebens, und Engel beschreibt das Vorkommen von Glaukonit bei Neuenstadt a. d. Linde als „durchaus lokal". Demgegenüber muß ich feststellen, daß ich in **jedem** Grenzaufschluß Frankens Glaukonit fand, daß er das bezeichnendste und am meisten hervortretende Kennzeichen der Grenzregion ist. Daß er weit über Franken hinaus sich noch nachweisen läßt und so eine einheitliche Grenzlinie abgeben dürfte, hoffe ich bestimmt. Im Glaukonitkalk selbst ist meist nur das obere Drittel glaukonitführend, gegen Südost manchmal der ganze Glaukonitkalk. Auch zwischen den Gekrösekalken kommt noch Glaukonit vor. Auffallend ist, daß im Gebiet der Kochendorfer Facies nicht kleine Körnchen (Ausfüllungen von Foraminiferenschalen) vorkommen, sondern große, grüne Flecken, die meist deutlichen Zusammenhang mit organischem Material verraten (überziehen Bonebedreste, Muschelschalen). Küstennäher wird der Glaukonitkalk immer sandiger, die Glaukonitkörner werden kleiner und treten mehr und mehr zurück. Die Linie Uffenheim—Kirchberg—Marbach dürfte etwa diese beiden Gebiete trennen. Bei Crailsheim selbst (Auhof) finden wir feinen Glaukonitsand in kleinen Schmitzen in dolomitischem Mergelkalk. Es liegt nahe, diesen für allothigen (eingeschwemmt) zu erklären. Bei Würzburg findet man ihn im gelben Mergel, wo bis 1 cm dicke grüne Lagen fast ganz aus Glaukonit bestehen. Bei Meimsheim, Wiesloch u. a. O. bildet er sehr große grüne Flecken, so daß die Schichtflächen manchmal grün aussehen. Südlich der Murr und südöstlich Uffenheim tritt er sehr zurück.

Doch nicht nur der Grenzhorizont Muschelkalk—Lettenkohle führt Glaukonit. Der Lettenkohlensandstein ist manchmal sehr reich an Glaukonit (Neckarwestheim, Kochendorf, Hall, Rieden), und es scheint mir nicht ausgeschlossen, daß ein Glaukonit führendes Sandsteinbänkchen, das die sandigen Mergel und Sandsteine bei Rieden oben abschließt und auch bei Gailenkirchen vorkommt, sich noch weiterhin verfolgen läßt und so für die mittlere Lettenkohle einen Leithorizont abgibt. Diese Glaukonit führenden Sandsteine sind also sicher marin. Die untere Lettenkohle hat in verschiedenen ihrer Bänke lokal Glaukonit, so die obersten Lagen des „Crailsheimer *Trigonodus*-Dolomits" (E. Fraas) und derselben Schicht beim Bühlerviadukt. Verbreiteter ist Glaukonit in der Blaubank. Bei Crailsheim führen fast alle Schichten des oberen Muschelkalks mehr oder weniger Glaukonit, so am Auhof die Terebratelkalke, bei Sattelweiler und Tiefenbach der Gervillienkalk, an der Gronachmündung der Trochitenkalk, und zwar so reichlich, daß das Gestein grün gefärbt wird, während durch Stylolithenbildung bei Tiefenbach manche Schichtflächen grün erscheinen. Der obere *Nodosus*-Kalk, besonders der Gervillienkalk, führt in seinen Kornsteinen vom Tauberknie bei Buch bis nach Crails-

heim ziemlich regelmäßig Glaukonit, am meisten aber bei Schrozberg, Blaufelden und im Brettachtal, wo die Kalke zum Teil vollständig grün aussehen. Stratigraphisch wertvoll ist die Glaukonitführung im Sphärocodienkalk, hier bildet er einen im ganzen Kochergebiet durchgehenden Horizont (Kochendorf, Kochersteinsfeld, Künzelsau, Hall, Ottendorf, Bühlertal), vgl. S. 141 [413]. Besonders bei Hall (Weckriedener Straße) und bei Ottendorf (Adelsbach) ist diese Glaukonitführung sehr reichlich (an der oberen Grenze des „Sodasteins"). In der Bank der kleinen Terebrateln kommt bei Crailsheim und im Bühlertal Glaukonit vor. Ob sich der Thüringer Glaukonitkalk von Jena, Weimar, Mattstedt und von Rüdersdorf auch bei uns nachweisen läßt (über der *Cycloides*-Bank), ist noch nicht entschieden[1]). Im tiefsten Trochitenkalk fand ich ihn bei Oberscheffach im Bühlertal (siehe S. 80 [352]). Im Wellenkalk hat ihn Fischer bei Würzburg mehrfach nachgewiesen, und nach R. Wagner sind grüne Glaukoniteinsprengungen für seine Konglomeratbänke charakteristisch.

Als häufige Begleitmineralien erscheinen Quarz (Sand), Pyrit, Zinkblende neben ziemlich regelmäßig vorkommenden organischen Resten (Bonebed). Die Glaukonit führenden Schichten tragen in der Regel deutlichen Flachmeercharakter, zeigen unruhige Schichtung, Aufwühlung des Untergrundes, so z. B. auch im Arietenkalk bei Binsdorf. Landnahe Sedimente der Raibler Schichten sind ebenfalls glaukonitreich.

Der Glaukonit ist ein wasserhaltiges Kaliumeisensilikat, bei dem $Fe_2O_3$ weitaus überwiegt gegen FeO. „Die Oxydation des FeO zu $Fe_2O_3$, wodurch der Glaukonit rotbraun wird, kann schon bei geringem Erhitzen bewerkstelligt werden. In der Natur geht diese Oxydation entsprechend langsamer vor sich" (Fischer). Daher tritt er in nicht zu sehr verwittertem Gestein am besten heraus. Er enthält rund 50 Proz. $SiO_2$, 20—30 Proz. $Fe_2O_3$, 1—3 Proz. FeO, 2—6 Proz. Kali, während die Tonerde sehr wechselt, 1,5—22,5 Proz., Wassergehalt 5—15 Proz. (nach den Analysen von Haushofer und von den Tiefseeexpeditionen). Allgemein anerkannt ist, daß sich zersetzende organische Reste wesentlich an seiner Entstehung beteiligt sind, trifft man ihn doch häufig in innigem Zusammenhang mit Wirbeltierresten und Muschelschalen, daher auch seine sulfidischen Begleiter. „Als Ursache der Beschränkung in der Verbreitung glaukonitischer Absätze (nur in verhältnismäßig geringer Meerestiefe und nicht weit entfernt vom Festland) scheint wohl der Umstand gelten zu dürfen, daß nur in der Nähe des Festlandes und in geringer Tiefe der Meere hinreichend organische, hauptsächlich pflanzliche Materie sich vorzufinden pflegt, an deren Gegenwart die chemische Vereinigung der Glaukonitstoffe, zum Teil auch ihre Form gebunden zu sein scheint" (Gümbel). Auch weist Gümbel auf die Wichtigkeit des Kalium liefernden Urgesteindetritus hin; er kommt ferner auf eine vibrierende Flutbewegung des Meeresbodens während der Bildung des Glaukonits, auf die ich durch die Fluidalstruktur des Glaukonitkalks hingewiesen wurde. So schließt er: „Die Glaukonitkörner aus sämtlichen Gesteinsschichten sind (nach Form und Zusammensetzung) gleichartige und unter denselben Entstehungsbedingungen erzeugte Gebilde eines nicht tiefen Meeresgrundes." Er nimmt eine Tiefe von 150—200 m an. Zu ähnlichen Ergebnissen kommen alle Tiefseeexpeditionen: Drygalski gibt an, daß der Glaukonit „sich ja bekanntlich mit Vorliebe in der Nachbarschaft der 100-Fadenlinie bildet". Nach Philippi „scheinen für die Bildung des Glaukonits die Bedingungen in der Nachbarschaft der 100-Fadenlinie zu liegen; mit abnehmender Häufigkeit kommt er aber noch bis zur Tiefe von 2000 Faden vor" (durch Strömungen usw.). Pourtalès stellt fest, daß

1) Inzwischen habe ich nachgewiesen, daß der thüringische Glaukonitkalk in die Bank der kleinen Terebrateln (K.T.) fällt. Außer diesen führt er auch Sphärocodien.

„der Glaukonit am Eingang der Bucht von New-York sicher von dem dort anstehenden Grünsandstein als Auswaschungsprodukt abstammt, während dieses Mineral aber auf der Höhe der Küste von Georgia und Südkarolina sich gegenwärtig noch bildet als Füllmasse der Kammern von Foraminiferen oder als durch Zusammenballung mit anderen Körnern entstandene undeutliche Klümpchen bis Bohnengröße.“ Auch die deutsche Tiefseeexpedition findet, daß die große Mehrzahl von Glaukonitkörnern keine Foraminiferen-Steinkerne darstellt, sondern eine ganz unregelmäßige Form besitzt. Die Challenger-Expedition fand: „In tiefem Wasser kommen die grünen Sande und Schlamme nicht vor, und in der Regel treten sie zwischen 100 und 900 Faden an steilen und exponierten Küsten auf. Da, wo die chemische Zersetzung der Kontinentalgesteine ununterbrochen vor sich geht, findet sich immer Glaukonit. Gegenüber dem grünen Schlamme sind die Sande gröber und kommen mehr im seichten Wasser, wohin noch die Wirkung von Strömung und Wellenschlag reicht, vor.“ „Das Vorkommen des Glaukonits ist auf die terrigenen Ablagerungen beschränkt; im grünen Schlamme und Sande und daneben auch im blauen Schlamme in der Nähe von Festland ist seine Hauptverbreitung. Er bildet sich in situ am Meeresboden da, wo Trümmer von Kontinentalgesteinen vorhanden sind, und zwar am reichlichsten an der unteren Grenze der mechanischen Bewegungen des Seewassers.“ Ostracoden und Mollusken-Trümmer werden öfter aus dem Grünsand und grünen Schlick angegeben. Der Gehalt an $CaCO_3$ wechselt sehr stark, nach Murray von 0—56 Proz. Nord-, Ostsee und Mittelmeer führen auch Glaukonit, dieses auch in größeren Tiefen.

All diese Angaben veranlassen mich, den Grünsand und Grünschlamm der heutigen Meere mit unserem Glaukonitkalk (im engeren Sinne) in Parallele zu bringen; dem typischen Glaukonitkalk des Beckeninnern entspricht heute der Grünschlamm oder grüne Schlick, dem mehr sandigen in den höchsten Lagen und im Südosten aber der Grünsand, der auch mehr der Küste zu vorkommt. Die mit dem Glaukonit zusammen vorkommenden Mineralien (Pyrit, Quarz), der Gehalt an Phosphorsäure (0,41 Proz. nach Haushofer), die sehr reichen organischen Reste (besonders Wirbeltierreste), die Ostracoden, nach denen er sogar benannt wird (Bairdienkalk), stimmen gut mit jenen Angaben überein. Es läßt sich damit auch gut erklären, daß in Küstennähe (Crailsheim—Gaildorf) auch schon früher reichlich Glaukonit auftritt (Trochitenkalk, oberer *Nodosus*-Kalk, Sphärocodienkalk), während er sich gegen das Beckeninnere zu hier allmählich verliert, und daß sich entlang der Barre von Gammesfeld (Taf. III [XXII]) sehr viel Glaukonit anhäuft (Crailsheim—Schrozberg). Der Kalkgehalt des Glaukonitkalks ist allerdings etwas größer als bei den heutigen Sedimenten, aber das gilt fast für alle Muschelkalkschichten. Foraminiferen spielen keine große Rolle, obwohl sie nicht ganz fehlen (Koken). Doch sind diese auch nicht notwendig; denn viele Glaukonitkörnchen sind weder nach Größe noch nach Form auf Foraminiferen zurückzuführen (Gümbel, Philippi). Vereinzelt und verschwemmt kann ja Glaukonit in allen Sedimenten vorkommen; wo er jedoch so häufig und verbreitet auftritt wie im oberen Muschelkalk, ist man wohl berechtigt, Meerestiefen von etwa 100—700 m anzunehmen, wobei in die 100-Fadenlinie und noch geringere Tiefen der größte Teil fallen dürfte.

## Ton und Kalk.

### Bairdienton.

Der Wechsel von Ton und Kalk gibt dem oberen Muschelkalk ein ganz bestimmtes Gepräge: Im unteren *Nodosus*-Kalk dünne Kalkbänke mit viel Schieferton, im oberen *Nodosus*-Kalk und in den Terebratelschichten Kalk bzw. Dolomit mit weniger Mergel- oder Tonlagen; den konstantesten Schiefer-

horizont bilden die Bairdientone und die Vitriolschiefer. Die Ton- und Mergellagen sind stratigraphisch sehr wichtig, weil sie bei dem endlosen Wechsel noch am wenigsten Aenderungen unterworfen sind. Nur der Küste zu gehen sie allgemein in Kalk über, so daß hier die Stratigraphie auf große Schwierigkeiten stößt, die noch durch die allgemeine Schichtenabnahme vermehrt werden. Zuerst verschwinden die Bairdienletten (als Ton), dann auch die Schieferton- und Mergellagen des Terebratel- und Gervillienkalks (Kiesbank, Tonhorizont u. a.), so daß die Muschelkalkwände nach Süden immer einförmiger werden.

Die Bairdienletten bestimmen so scharf den Charakter der obersten Schichten, daß ich nach ihnen die Kochendorfer Facies abtrenne, und zwar da, wo sie seitlich in Kalk übergehen. Es sind dunkle Schiefertone bis Mergelschiefer, denn der Kalkgehalt ist in der Regel ziemlich beträchtlich (über 10 Proz.). Doch werden diese dunklen, schiefrigen bis plattigen Schichten meist als Schieferton bezeichnet, so daß ich nur da, wo starker Kalkgehalt und mergelige Struktur hervortritt, sie als Mergelschiefer aufführe. Die Schwarzfärbung erfolgt (wie in den Vitriolschiefern und im Tonhorizont) durch organische Reste und Eisensulfid. Dieses läßt sich als starker Eisengehalt (mit etwas $Al_2O_3$ zusammen ca. 8 Proz.) und auch im Gelände in Form von feinen Kriställchen (Nesselbach im Bairdienton in fukoidenartiger Anordnung, Crailsheim im Vitriolschiefer in Schmitzen) oder normal als weiße Ausblühung oder Braunfärbung bei der Verwitterung nachweisen. Beim Glühen wird der dunkle Lösungsrückstand gelblich (Organisches). Der Gehalt an Unlöslichem schwankt (Kochendorf 67 Proz., Nesselbach 50 Proz.); wesentlich höher ist er bei den Schiefertonen der *Discites*-Bänke, die nur 1,2—5,6 Proz. $CaCO_3$ gegen 54,6—60,1 Proz. $SiO_2$ enthalten (Hilger). Der Kalkgehalt wächst gegen die Kalkfacies, so bei Nesselbach 25 Proz. gegen 11—12 Proz. bei Kochendorf. Dazu kommt noch ein wechselnder Gehalt an Dolomit (Nesselbach ca. 10 Proz.). Die Ostracodentone von Würzburg führen nach Hilger bis 45,4 Proz. $CaCO_3$. Der Fossilreichtum ist gering, besonders *Bairdia, Cythere, Estheria, Anoplophora* und *Lingula* neben Ceratiten. Die Mächtigkeit dieser Tone ist nicht so schwankend wie die der Kalke. Der Uebergang von Ton in Kalk wurde an ihnen eingehend untersucht. In den küstenfernsten Gebieten (Bauland) ist fast nur Schiefer zu finden, dann aber stellen sich unten Kalkknollen ein, die sich zu Kalkschmitzen und einheitlichen, zum Teil welligen Kalkbänken vereinigen. Gegen Süden und Osten werden diese immer mächtiger; Muscheln, besonders Myophorien stellen sich ein. Nur die obere Hälfte und eine dünne Schieferlage auf der oberen Terebratelbank erhalten sich lang. Die Zwischenlagen zwischen den unteren Kalken treten mehr und mehr zurück; der letzte Umschwung erfolgt oft sehr rasch (Sandelsbronn—Hörlebach). An Stelle der fossilarmen Bairdientone sind Myophorien und *Trigonodus* führende Kalke getreten. Zunächst zeigen noch dünne Schieferlagen die Nähe der Tone an, und die Kalke sind zuerst homogen und blau, werden aber bald muschelreicher und lassen sich von anderen Bänken nicht mehr unterscheiden. Auf die Verzahnung der Schiefer mit den Quaderkalken im Maingebiet und den Umschwung der Facies wurde dort schon näher eingegangen; dieser Umschlag ist dort außerordentlich jäh und nicht so lange vorher angekündigt wie hier.

Große Aehnlichkeit zeigen die Schiefertone des oberen Muschelkalks mit dem „dunklen Schlick“ oder „Blauschlamm“ (blue mud) unserer heutigen Meere. Es sind „feinkörnig bis schlammige, terrigene Sedimente von überwiegend dunkelgraublauer (bräunlicher bis grünlicher) Farbe, die sich unterhalb der 100-Fadenlinie an den Rändern der Kontinente und auf dem Boden der Binnenmeere absetzen“, „eine weiche, grünblaue, schwarze eklige Masse von äußerst schmieriger Beschaffenheit, in die Lote leicht und tief einsinken“; getrocknet sind sie „fest und dunkelschiefergrau“. „Der Kalkgehalt sinkt mit wechselnder Tiefe, so daß schließlich die tiefsten Blauschlicke kalkfrei werden.“ „Im einzelnen ist allerdings der

Kalkgehalt des Blauschlicks großen lokalen Schwankungen unterworfen, wie dies bei küstennahen Sedimenten leicht verständlich ist.“ „Auf fein verteilten Schwefelkies und auf organische Substanzen ist die dunkelgraublaue Färbung des typischen Blauschlicks zurückzuführen, die bei längerer Berührung mit der Luft durch Oxydation in bräunliche Farbtöne übergeht.“ Dieses Bild gibt uns Philippi von den Grundproben der deutschen Tiefsee-Expedition. Nach Krümmel „kann der Kalkgehalt von geringen Spuren bis zu $^1/_3$ des Ganzen wachsen, so daß zuletzt geradezu von Mergelschlick gesprochen werden kann. In vielen Becken der großen Mittelmeere geht bei weiterer Steigerung des Kalkgehalts das Sediment schrittweise in Kalkschlick über, ohne daß eine örtlich scharfe Grenze bestände.“ „Feste Kalkkonkretionen vereinigen sich oft zu Platten und Krusten, die 20—50 Proz. mehr Kalk enthalten als der umgebende Schlick. Vor dem Nildelta liegt ein fluviatiler Schlick von nur 8—15 Proz. $CaCO_3$. Im Golf von Mexiko wird der Kalk, insbesondere an der Nordseite vor der Mündung des Mississippi, verdrängt durch einen charakteristischen dunklen Schlick, der den Ablagerungen des Mississippideltas sehr ähnlich ist.“ „Die Kalkbeimengungen des dunklen Schlicks rühren teils von Foraminiferen her, teils von Echiniden, Lamellibranchiaten, Ostracoden, teils auch von Kokkolithophoren.“ Der Blauschlick beginnt bei etwa 200 m und reicht in größere Tiefen hinab, wo er immer kalkärmer wird. Wir finden ihn auch an der Süd- und Westküste Norwegens in Tiefen von 200—500 m mit einem Karbonatgehalt von 18—20 Proz. ($CaCO_3$ + wenig $MgCO_3$). (Küppers.)

Die Schiefertone des oberen Muschelkalks zeigen also eine große Uebereinstimmung mit dem Blauschlick. Die Analysen Hilgers vom Schieferton der *Discites*-Region von Kitzingen und Sommerhausen weichen sehr wenig von denen des Blauschlicks der Challenger-Expedition ab, während die Bairdientone mehr in dem der Nordsee (2—500 m), des Kanals von Sansibar (41,5 Proz. Lösliches, viele Ostracoden, 463 m tief), vom Nias-Südkanal (5—600 m, Philippi), im Mergelschlick des Mittelmeeres (Buchanan, Natterer) ein Aequivalent finden, da diese einen höheren Kalkgehalt aufweisen. Die Analyse Hilgers vom Ostracodenton gibt wegen der vielen Ostracodenschälchen (die er hervorhebt) einen zu hohen Kalkgehalt (45 Proz.), der dem übrigen Bairdienton nicht zukommt (bis 25 Proz.). Wir sehen, daß der seitliche plötzliche Uebergang von Ton in Kalk auch im Mittelmeer in diesem Sediment vorkommt; die „festen Kalkkonkretionen“ finden wir auch im unteren Bairdienton, wo sie sich zu Bänken vereinigen, die bis 90 Proz. $CaCO_3$ enthalten. Als Meerestiefe für die Bairdienletten dürfte man wohl die Oberregion des Blauschlicks annehmen (2—500 m, eventuell noch etwas weniger). Nach unten ist hier eine scharfe Grenze nicht möglich; doch spricht der nicht geringe Kalkgehalt gegen zu große Tiefen, und die gelegentlich vorkommende Aufarbeitung des Untergrundes in den Kalkbänken und die Verzahnung mit küstennahen Sedimenten weisen eher auf geringere Tiefen hin.

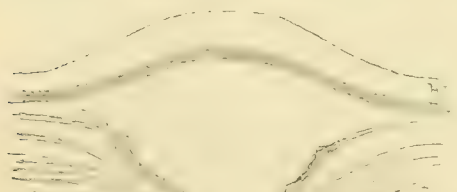
Der Ton ist gegenüber dem Kalk im Muschelkalk das konstante, das leitende Element. Dies ist vor allem dadurch bedingt, daß der Ton allochthoner Herkunft ist, von den Flüssen weit ins Meer hinausgeführt wurde, wo er sich dann als alles überziehende Decke niederschlug. Diese Tone sind also viel mehr ein Sediment des Beckeninnern, der tieferen Meeresgebiete. Dasselbe gilt ja auch für den Jura, wo im allgemeinen Kalk und Sand Landnähe verraten und gegen die Küste rasch abnehmen, während die Tone auf Vertiefung des Beckens hinweisen und die geringsten Mächtigkeitsschwankungen ergeben. Denn wo ein reicheres Tier- und Pflanzenleben Fuß faßte, wurde Kalk teils direkt abgeschieden, teils chemisch niedergeschlagen. Da aber die Lebensbedingungen rasch wechseln konnten und die Besiedelung des Meeresbodens sehr verschieden war, können die mehr an Ort und Stelle entstandenen Kalke kein konstantes Schichtenglied sein. Dicke einheitliche Kalkbänke sind stets durch ein Anschwellen der

Mächtigkeit zu erklären; je einförmiger die Gesteinsmassen, desto rascher die Sedimentation, trifft in vielen Fällen zu.

In der Lettenkohle haben wir ein starkes Ueberwiegen der Tone; denn die Muschelkalkfauna war stark gelichtet; wo sie jedoch günstige Lebensbedingungen fand, wo ein reiches Tierleben herrschte, entstanden Kalkbänke, die denen des Muschelkalks zum Verwechseln ähnlich sehen (Blaubank), und zwar besonders in Küstennähe. Doch machten die vielen vom Lande hergeführten Tonmassen ein dauerndes Tierleben unmöglich. Daher hier wenig autochthone Sedimente.

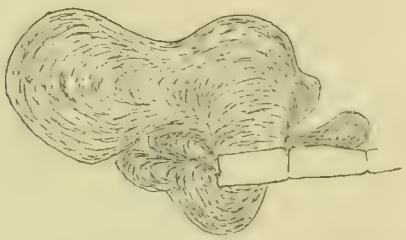
### Blau- und Riffkalke.

Wie im Jura so sehen wir auch im Muschelkalk einen Wechsel zwischen glatten, schön geschichteten Kalken und der massig kalkigen, rauhen, ungeschichteten Ausbildung der „Riffkalke", der „Kornsteine". Es muß nachdrücklich hervorgehoben werden, daß die Bezeichnung „Riffkalke" hier im Sinne von Philippis „Bankkalken" zu verstehen ist; denn wir haben weniger eine vertikale als eine horizontale Ausdehnung der Muschelriffe, die gelegentlich auch den *Lacunosa*-Stotzen Quenstedts ähnlich werden. Wesentlich beteiligt sind an ihrem Aufbau nur Muscheln und Brachiopoden, lokal auch Sphärocodien. Ganze Schalen sind selten, meist haben wir eine Schalenbreccie vor uns, deren Bestandteile sich kaum noch bestimmen lassen. Dazu findet nicht selten eine Umlagerung der Kalkmasse statt, die alles zerstört. Größere Kristallindividuen von Kalkspat entstehen, und in den Hohlräumen werden alle Fremdbestandteile angehäuft, was dem Kalke ein ganz eigenartiges Aussehen verleiht. Diese „Kristallkalke" kommen bei Künzelsau (Kupferzell, vgl. S. 20 [288], Thierberg) im Glaukonitkalk vor, im Gebiet der Mainbausteine auch tiefer als sogenannte „Kernsteine". Wird bei den Muschelquadern der Eisengehalt später in Eisenoxydhydrat übergeführt, das sich in den Lücken anreichert und dem Gestein einen rötlichbraunen Ton gibt, so spricht man vielleicht von „Kornstein". Doch wird kaum je scharf zwischen diesen Namen unterschieden, sie wechseln stetig. Glaukonit führen sie besonders zwischen Crailsheim—Langenburg—Schrozberg reichlich. Daß Kornsteine oder Muschelquader in jedem Niveau auftreten können, wurde schon früher ausgeführt. Interessant ist ihre horizontale Verbreitung im Maingebiet. Aus der scharfen Abgrenzung, aus dem plötzlichen Faciesumschlag schloß ich gleich anfangs auf eine submarine Barre zwischen Mainknie und Tauber. Eine Reihe anderer Beobachtungen hat mir diese Ansicht bestätigt. Gegen das Beckeninnere zu verschwinden die Kornsteine. Der Kampf zwischen Terebratelriff und Ton oder zwischen „glatter" und „rauher" Facies wurde oben schon beschrieben (s. S. 111 [383]). Schräg- und Diagonalschichtung der Muschelquader (in tiefen und in hohen Lagen) weisen auf geringe Meerestiefe hin. Die eigentlichen Muschelriffe zeigen mehr konzentrischen, knolligen, kuppelartigen Bau. Am schönsten sind sie bei Langensteinach, wo mannshohe Austernblöcke in ganz normalen Kalkbänken sitzen, 5 in einem Aufschluß (Textabb. 5.) Diese gewaltigen „Austernknollen" brechen beim Abbau der anderen Schichten heraus und bleiben unten liegen. Von diesen echten Riffen oder Stotzen gibt es alle Uebergänge zu den Bankkalken. Wir sehen auf diesen kuppelartige Austernriffe „en miniature" sich erheben, etwa 10 cm hoch und breit, wie

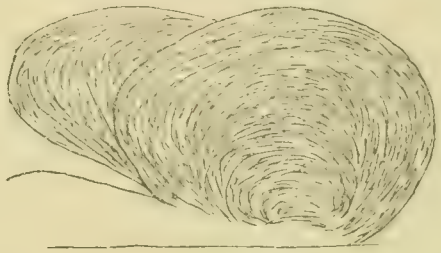


Textabb. 5. Austernriff von Langensteinach bei Uffenheim. $^1/_{80}$ nat. Gr. *H.T.* = Hauptterebratelbank.

sie bei Hall an der Heimbacher Steige unter den kleinen Terebrateln (Textabb. 6) eine ganze Schichtfläche bedecken. Am häufigsten sind sie in der Hauptterebratelbank oder dicht unter ihr und bedingen oft ein rasches Anschwellen der Mächtigkeit: Goßmannsdorf (Textabb. 7), Aub, Hemmersheim



Textabb. 6. Austernriff aus der Bank der kleinen Terebrateln bei Hall. $^1/_8$ nat. Gr.



Textabb. 7. Austernknolle aus der Hauptterebratelbank von Goßmannsdorf. Etwa $^1/_7$ nat. Gr.

(Textabb. 8), Gickelhausen, Wimpfen, Jagstfeld, Bruchsal. Noch tiefer liegen sie bei Tückelhausen, am Bühlerviadukt (K. T.) und in den Felsengärten bei Besigheim, wo die Austern bald in Kolonien die Schichten bedecken, bald in Knollen sich zusammenballten. Riffartige Anschwellungen zeigt auch die obere Terebratelbank bei Gemmingen—Streichenberg, Jagstfeld und Schmalfelden. Während bei der Entstehung der Muschelquader das Meer zerkleinernd, schichtend und umlagernd tätig war, verdanken die typischen Austernknollen, -stotzen und -riffe ihre Form lediglich dem Wachstum der Austern selbst. Doch ist eine scharfe genetische Trennung kaum durchführbar, da es zwischen beiden Extremen alle Uebergänge gibt wie auch bei den entsprechenden heutigen Bildungen.

Textabb. 8. Austernriff von Hemmersheim. $^1/_{50}$ nat. Gr.

Die Blaukalke dagegen zeigen fast keine Beteiligung von Kalkbildnern bei ihrem Aufbau. Die dünnen, glatten, homogenen Bänke sind oft ganz steril. Und doch bestehen auch sie fast ganz aus $CaCO_3$ (ca. 90 Proz.), während der „*Trigonodus*-Kalk“ 96—99 Proz. $CaCO_3$ enthält. Sie sind allgemein im Muschelkalk verbreitet, kurz der normale „Muschelkalk“. Ihre Entstehung aber ist noch wenig geklärt; denn die moderne Meeresforschung bringt noch zu wenig Angaben.

Der Kalkschlick ist ein Sediment tropischer und subtropischer Mittelmeerbecken. „Bereits die Challenger-Expedition beschreibt diese Ablagerung aus den ozeanischen Gebieten und Koralleninseln in Tiefen von 200—600 m als Korallensand, in größeren Tiefen bis zu 3000 m als feinen weißlichen Schlick. Hier bildet der kohlensaure Kalk die Hauptmasse, im Mittel 85 Proz., in größeren Tiefen etwas weniger, in geringeren aber bis 90 Proz.“ (Krümmel). Eine Analyse aus 18 Faden Tiefe ergab etwa 90 Proz. $CaCO_3$ und etwa 6 Proz. $MgCO_3$. Der Korallensand und -schlamm besteht aus Fragmenten der an Riffen lebenden Organismen, wie Kalkalgen, Korallen, Mollusken usw. Er führt auch Glaukonit. Damit können wir unsere Muschelquader, unsere Riffkalke vergleichen. E. Philippi sagt darüber: „Wie die festen Oolithbänke aus einem lockeren Oolithsand, so entstehen die meisten ‚Riffkalke‘ aus einem ursprünglich lockeren, organogenen Detritus, dessen einzelne Elemente durch chemisch ausge-

schiedene Karbonate unter Meeresbedeckung verkittet wurden". Nur fehlen hier die Korallen ganz, und Muscheln, Brachiopoden und Sphärocodien treten an ihre Stelle. Dem reinen Kalkschlick könnten wir unsere Blaukalke an die Seite stellen; doch reichen hier die vergleichbaren Angaben nicht aus, so daß nur Vermutungen ausgesprochen werden können. Vielleicht bringen die Fortschritte der Kolloidchemie auch hier mehr Licht.

## Dolomit.

Für den *Trigonodus*-Dolomit wurde bisher vielfach eine sekundäre Entstehung angenommen und der Auslaugung durch Tagwässer eine große Rolle zugeschrieben. Diese Art der Bildung mag für lokale Dolomitisierungen zutreffen, für den *Trigonodus*-Dolomit aber ist sie unhaltbar. Denn örtlich kann allerdings durch die zirkulierenden Wässer aus einem dolomitischen Kalk der Kalk immer mehr fortgeführt werden, so daß der Dolomitgehalt steigt, oder können Magnesiumsalze enthaltende Wässer diese gegen Kalksalze umtauschen; aber damit sind dann nur horizontal beschränkte Dolomitvorkommen erklärt, die zudem noch ziemlich einheitlich sein müssen und nicht mit normalen Kalkbänken wechsellagern dürfen. E. Fraas gibt nun zwar für den *Trigonodus*-Dolomit auf Blatt Besigheim ein solches sporadisches Auftreten an und läßt ihn unmittelbar unter der Lettenkohle beginnen. Daraus ließen sich die Beweise für die sekundäre Entstehung des Dolomits konstruieren. Aber die Voraussetzungen sind nicht haltbar. Denn der *Trigonodus*-Dolomit tritt hier nie sporadisch auf, sondern bildet eine horizontal zusammenhängende Schichtendecke, die sich nach Norden mit Terebratelschichten und oberem *Nodosus*-kalk seitlich verzahnt und allmählich nordwärts ausklingt. Auch jenseits der Nied in Lothringen tritt der Dolomit im Muschelkalk flächenhaft auf. Dazu ist er noch im Enz- und Murrgebiet von blauen Kalken überlagert, die kaum Spuren von $MgCO_3$ führen. Im Süden allerdings geht er bis zur Grenze, aber nur, weil die darüber liegenden Schichten auskeilen. Dort bildet er auch eine einheitliche Schichtenmasse. Aber schon im Enz- und Murrtal wechsellagert er mit normalen Blaukalken, und diese zeigen von Dolomitisierung keine Spur. Ferner finden wir in der Kochendorfer Facies gelbe dolomitische Mergelkalkbänke, die bis 20 Proz. $MgCO_3$ führen, und zwar zwischen echten blauen Kalken. Außerdem hat der Dolomit bei Schachtbauten, wo er der Wirkung der Tagwässer ziemlich entzogen war, dasselbe Aussehen wie im Ausgehenden. Und woher sollten die Tagwässer diese riesigen Dolomitmassen gebracht haben, und warum wirkten sie bloß in Schwaben und nicht in Franken? Und warum nimmt der Dolomitgehalt nach Norden ebenso ab wie auch die Gesamtmächtigkeit des *Trigonodus*-Dolomits? **Die sekundäre Entstehung des *Trigonodus*-Dolomits ist also ausgeschlossen. Der Dolomitgehalt wurde den Schichten zur Zeit ihrer Sedimentation zugeführt oder kurz nachher, aber noch ehe die nächste Schichtdecke sich darüber legte.** Dies geht mit Sicherheit aus seinem stratigraphischen Auftreten hervor. Allerdings finden wir für unsere Dolomite wenig Aequivalente in den heutigen Meeren. Es sind jene „Bänke" wie das Pourtalès-Felsplateau in 200—550 m Tiefe, die „Seine-Bank" mit 146 m geringster Tiefe, welche 10—18 Proz. $MgCO_3$ führen. Für unsere Zwecke sind besonders die Angaben Philippis wichtig: „Daß die Dolomitisierung nur in den höheren, vielleicht höchsten Wasserschichten vor sich geht, daß unter gewöhnlichen Sedimentationsbedingungen keine Dolomitisierung von Tiefseeablagerungen stattfindet, dürfte sicher sein." Daß toniger Kalkschlamm gar nicht oder nur sehr schwach dolomitisiert werde, wie Philippi meint, bestreite ich, da ich bei sämtlichen Dolomiten des oberen Muschelkalks einen oft beträchtlichen Gehalt an Ton fand, auch da, wo das Gestein ganz frisch, nicht ausgelaugt war. Der Wellendolomit wird von Philippi

als „eine seichte Randfacies des nicht sehr tiefen Wellenkalkmeeres“ erklärt, ebenso von M. Schmidt als „Sediment ganz flacher, gelegentlich trocken laufender Meeresteile“. Daraus ergibt sich, daß wir für den *Trigonodus*-Dolomit und dessen Ausläufer mindestens ein Flachmeer annehmen dürfen, das sich in Schwaben ausdehnte und nach Franken vertiefte. Erhöhte Temperatur mag die primäre Dolomitausscheidung begünstigt haben.

## Sphärocodien und Oolithe.

Taf. II [XXI] und III [XXII].

Die Sphärocodien treten nicht nur in der alpinen Trias und im schwedischen Silur, sondern auch im deutschen Muschelkalk gesteinbildend auf. Sie umhüllen Bonebedreste (z. B. Zähne von *Acrodus*) und Muschelschalen; oft sind es auch einheitliche Kugeln, oder es läßt sich im Innern nur eine gewölbte Kalkspatschale erkennen. Die Einschlüsse werden von den weißgrauen Lagen umsponnen, oft nur einseitig. An den Rändern entstehen dann Wülste, die gegeneinander wachsen und sich manchmal vereinigen. So kommt es vor, daß Sediment von ihnen eingehüllt wird. In der Regel sind die Muschelkalksphärocodien pilzförmig, kappenförmig, halbkugelig bis kugelig. Ihre Oberfläche ist glatt, und die gelegentlich leicht herausspringenden Sphärocodien sind Kugeln oder unregelmäßige Knollen. Auch ganz dünne Scheiben kommen vor, nur zarte, dünne Belege auf Muschelschalen, besonders beckeneinwärts als Hunger- oder Kümmerformen. Im Schliff läßt sich allerdings nicht sehr viel erkennen. Im Handstück aber, besonders wenn angewittert, tritt ihr konzentrischer Bau deutlich heraus. Rothpletz beschreibt ähnliche Formen aus der alpinen Trias als *Sphaerocodium Bornemanni*. Die des Muschelkalks sind viel schöner, mannigfaltiger, vielgestaltiger, mehr pilz- oder kappenförmig als rein kugelig. Ich nenne diese neue Art zu Ehren meines Lehrers, dem ich sie zuerst zeigte, ***Sphaerocodium Kokeni*** (s. Taf. VIII [XXVII] u. IX [XXVIII]). Rothpletz erklärte die Sphärocodien auch auf Grund seiner Dünnschliffe für Kalkalgen, welche die Muschelschalen mit ihren Fäden umspinnen und Kalk abscheiden. Mich bringen mehr stratigraphische Gründe zu dieser Anschauung. Denn im flachen Meer zeigen sie sich in schönster Ausbildung, und die Hauptverbreitung unserer Sphärocodien fällt in das Gebiet der auskeilenden Fränkischen Grenzschichten. Hier sind sie in über 100 Aufschlüssen zwischen Bretten—Murrgebiet—Hall—Rothenburg o. T. nachgewiesen und zwar in einem durchgehenden Horizont unter der oberen Terebratelbank. In etwa 20 Aufschlüssen wurden sie auch in anderen Horizonten aufgefunden. Gegen das Beckeninnere werden sie immer „magerer“, die Lagen, mit denen sie die Muschelschalen umgeben, werden immer dünner, die Sphärocodien werden dazu immer spärlicher und verschwinden zuletzt ganz. Dies stimmt gut mit ihrer Algennatur überein; denn Kalkalgen können nur in geringen Tiefen vorkommen, da sie des Lichtes bedürfen. Sie werden zwar versuchen, auch in größere Tiefen hinabzusteigen, wo sie sich aber nur selten und dann als Kümmerformen erhalten können. Im Beckeninnern fehlen sie; für das Flachmeer sind sie charakteristisch wie heute noch die Kalkalgen im Schelfgebiet der tropischen und subtropischen Meere und der Maërl, ein vorwiegend von Nulliporen gebildetes Kalklager an der Küste der Bretagne. Dafür spricht auch unter anderem das umgebende Gestein mit Glaukonit, Pyrit, Zinkblende, Bonebed. Nach Rothpletz sind Regionen reicher Algenentfaltung gegenwärtig selten tiefer als 80 Faden. Für Flachmeer sprechen aber im Muschelkalk auch noch eine Reihe anderer Gründe. Die Sphärocodien sind echte Muschelkalkleitfossilien. Wohl sind sie unter der oberen Terebratelbank am schönsten und häufigsten und auch leitend; aber sie kommen eben nicht nur hier vor. Leitend sind sie auch im unteren Teil der Bank der kleinen Terebrateln. Hier sind sie besonders

häufig in Kornsteinen, „Bankkalken“ und Austernriffen. Sie sind in diesem Horizont bis jetzt nachgewiesen (Taf. II [XXI]) bei Hall (Heimbacher Steige, Hessental), Wilhelmsglück, Backnang, im Bühlertal bei Jagstroth und am Bühlerviadukt, bei Ilshofen, im Jagsttal bei Kirchberg, Lobenhausen, über der Gaismühle. In den Quadern und Kornsteinen dicht unter dem Gervillienkalk kommen sie vor am Bühlerviadukt, bei Eschenau (Bühlertal), Stadel, Ilshofen, im Jagstgebiet bei Kirchberg, Lobenhausen, Gaismühle, Tiefenbach, Sattelweiler, Gröningen, Gerabronn. Vereinzelt finden sie sich auch unter der Hauptterebratelbank (Steinbachtal bei Vellberg und Gaismühle) oder dicht über der oberen Terebratelbank bei Kirchberg und Lobenhausen. Auf der Barre von Gammesfeld kommen sie auch in mehreren Horizonten vor. Bei Gammesfeld verschmelzen fast die Horizonte miteinander. Vielleicht haben wir gerade hier ein Gebiet vor uns, wo sie in der Zwischenzeit ihr Leben fristeten; denn zu scharfen Leitfossilien lassen sie sich ebensowenig stempeln wie die Tierwelt des Muschelkalks. Bezeichnend aber bleibt, daß sie fast nur in küstennahen Gebieten sich einstellen, und dies gilt für die tiefer gelegenen Horizonte noch viel schärfer (ausschließlich küstennahe Gebiete) als für den Sphärocodienkalk unter der oberen Terebratelbank, wo sie sich auch gelegentlich in tiefere Meereszonen verirren und dort verkümmern. Als häufige Begleiter kommen *Myophoria Goldfussi* und Oolithe vor. Vielleicht bestehen enge genetische Beziehungen zwischen Sphärocodien und Oolithen; denn manchmal ist es nicht leicht, die Grenze zwischen kleinen Sphärocodien und großen Oolithen zu ziehen. Im Sphärocodienkalk finden wir sie häufig, besonders an seiner unteren Grenze (Bretten, Enz- und Mettertal, Bühlertal, Lendsiedel). Zwischen Sontheim und Talheim finden wir sie in der oberen Terebratelbank. Höher kenne ich sie nicht, wohl aber aus dem oberen *Nodosus*-Kalk (meistens Gervillienkalk) von Zell, Ellenweiler, Unter-Weißach, Unter-Schöntal, Zwingelhausen, Backnang, Burgstall, Wolfsölden, Gollenhof, Zuffenhausen, Westheim, Wilhelmsglück (bis 2 m Oolithquader), Hall, Eltershofen, Jagstroth, Bühlerviadukt, Haßfelden, Dörrmenz, Lendsiedel, Ilshofen, Kirchberg, Künzelsau. Bei Stetten (Haigerloch) liegt ein verkieselter Oolith etwa an der unteren Grenze des *Trigonodus*-Dolomits; vielleicht ist es derselbe, den ich im Kupfertal über der *Cycloides*-Bank nachweisen konnte (nur ist dieser nicht verkieselt). Bei Gammesfeld kommen Oolithe ca. 3 m unter der Muschelkalkgrenze (Gervillienkalk) vor, oben zusammen mit Sphärocodien. Sie bilden dort dicke Quader, zum Teil verkieselt, wechsellagernd mit etwas Dolomit. Zwischen Dolomit und Oolith bestehen vielleicht nähere Beziehungen; denn nicht selten liegen dem *Trigonodus*-Dolomit Oolithbänke auf (Vaihingen), oder wechsellagern Dolomit- und Oolithbänke (Murrtal). Hier bei Gammesfeld finden wir eine ganz anormale Ausbildung des oberen Muschelkalks. Nun war aber Gammesfeld zur Zeit der oberen Terebratelbank schon Festland, und in dem sehr seichten Meer der vorher submarinen Barre entstanden die Dolomit-, Oolith- und Sphärocodienbänke. Die reicheren Oolithvorkommen liegen fast durchweg in küstennahem Gebiet. Auch im Grenzhorizont gegen den mittleren Muschelkalk treten Oolithe auf (s. S. 80 [352]).

Größere Verbreitung haben auch, besonders in der Bank der kleinen Terebrateln, 1—2 mm große, weißliche, elliptische „Fucoiden“, die vielleicht als Oolithe zu deuten sind.

### Sand und Lettenkohlensandstein.

Sonst rein kalkige oder tonige Sedimente werden sandig, wenn wir uns Urgebirgsstümpfen nähern. Dies gilt in Süddeutschland für Wellenkalk und Lias ebenso wie für die Wende Muschel-

kalk-Lettenkohle. Südöstlich Bayreuth sind z. B. zuletzt fast alle Muschelkalkschichten als Sandstein ausgebildet. So weit kommt es bei uns allerdings nicht, weil das Sand liefernde Festland doch nicht in solcher Nähe war. Wohl aber finden wir im Glaukonitkalk und in der unteren Lettenkohle einen erheblichen Zuschuß von Sand, besonders in der östlichen Hälfte des Untersuchungsgebiets (Textabb. 9). Westlich der (ungefähren) Linie Oehringen—Mergentheim—Sommerhausen tritt der Sand auch im Grenzbonebed sehr zurück, während es im Osten fast als Glaukonitsandstein entwickelt sein kann. Stark sandig ist es z. B. bei Neufels, Hemmersheim, Mainbernheim u. a. O. Dieser Zug prägt sich in der unteren Lettenkohle noch schärfer aus. Im Bühlertal schiebt sich in die Vitriolschiefer ein Kalksandstein vom Ries her ein und keilt nach Norden aus (Taf. VI [XXV]). Wahrscheinlich entsprechen diesem Vorkommen zeitlich die sandigen Mergelplatten des östlichen Main- und Taubergebiets, die ganz im Osten zu Sandsteinen werden können. Allgemein bestätigt sich hier der Satz: Je weiter nach Osten und Südosten, je näher dem Bayrischen Massiv und dem Ries, desto mehr Sand. Daß dies Sandberger auch für den Lettenkohlensandstein findet, daß dieser nach Osten immer grobkörniger und mächtiger wird, ist oben schon ausgeführt worden. Im Reichsland fehlt er als Sandstein fast ganz. Bei uns schwankt seine Mächtigkeit zwischen 0 und 15 m. Dazu kommt noch eine zweite beachtenswert Erscheinung. Je weiter nach Süden und Osten, desto tiefer und häufiger hat sich der Sandstein in die untere Lettenkohle eingewühlt. Normal ist diese 10 m mächtig. Im Süden und Osten aber trennen oft nur wenige Meter Sandstein und Muschelkalk voneinander, so bei Endersbach, Ellenweiler, Gailenkirchen, Steinbach bei Hall (vgl. Textabb. 29), Tullau, Rieden, Ottendorf S, Obersontheim. In einer Reihe von Fällen ließ sich klar zeigen, daß der Sandstein gewaltige Rinnen ausfüllt (Taf. V [XXIV]). Die einen schreiben diese Furchen der Tätigkeit mächtiger Ströme zu, die anderen sehen darin die Wirksamkeit der Strömungen im Flachmeer. Wahrscheinlich haben alle beide recht, nur wurde bisher der terrestrische Charakter der Lettenkohle viel zu sehr hervorgehoben. Demgegenüber muß festgestellt werden, daß die Hauptmasse der Lettenkohle marin, Flachmeerbildung ist, und daß auch die Glaukonitführung des Sandsteins (bei Kochendorf, Neckarwestheim, Gailenkirchen, Eltershofen bei Hall, Rieden) nicht für fluviatile Bildung spricht. Wahrscheinlich stehen wir im Lettenkohlensandstein gerade im Küstengebiet, wo durch geringe Senkungen große Gebiete überflutet wurden.

Sandiges Grenzbonebed. Der Sand kam von Südosten, vom Ries und vom Bayrisch-Böhmischen Massiv. (Vindelizisches Gebirge.)
\+ Lettenkohlensandstein, tief eingeschnitten.
---- Auskeilen der Fränkischen Grenzschichten.

Textabb. 9.

## Gekrösekalke und Septarien.

Taf. VIII [XXVII], Fig. 1—4; Taf. VIII ]XXVIII], Fig. 5.

Zu den auffallendsten und bezeichnendsten Erscheinungen der Fränkischen Grenzschichten gehören die Gekrösekalke, eigenartig gebogene und gefaltete Kalke mit dolomitischen Schlieren, wie sie

Koken zuerst beschrieb. Den Namen Gekrösekalk möchte ich beschränken auf stark gefaltete, hochwellige, meist homogene Blaukalke, die zwischen ungestörten Schichten liegen. Und diesem Problem der Faltung zwischen ungestörten Schichten sei dieser Teil gewidmet.

„Geringe Biegungen wiederholen sich im ganzen oberen Muschelkalk, sobald geschichtete Blaukalke auftreten, niemals erreichen sie aber auch nur annähernd die Intensität wie in der Gekröseschicht. Kristallinische oder von kalcitischen Muschelschalen durchsetzte Kalke liegen ebenflächig.“ Indem ich das Niveau der Gekrösekalke auf Kokens „oberen *Semipartitus*-Kalk“ ausdehne, kann ich seinen Angaben völlig zustimmen. Stettner faßt den Begriff viel zu weit und dehnt ihn auch auf flache Wellen aus, die sich überall wiederfinden und die besonders in den Betten unserer Bäche ihre Wellenflächen zeigen (Wettbach bei Hall, Erlesbach bei Kocherstetten u. a.). Auch in den „Knauerkalken“ sieht er Gekrösekalkstruktur. Diese sind aber wulstige, knorrige, kurzwellige Kalkknollen mit Schieferlagen und von dem Gekrösekalk völlig verschieden; denn dieser zeigt lange, hohe, zusammenhängende Wellen, meist mit gelben, mergeligen Zwischenlagen. Daß unter diesen Umständen Stettner überall Gekrösekalk findet, ist verständlich, während die echten Gekrösekalke für die Fränkischen Grenzschichten geradezu leitend sind (auch im Maingebiet). Das Volk nennt sie „Hohlziegel“, „Sattelbank“. Mit den Gekrösekalken zusammen kommen Septarien und Verknetungen vor, Verknetungen von blauem Kalk mit gelbem Mergel oder auch mit Lumachellen. Dabei kann manchmal „Knauerkalk“-Struktur entstehen.

Auskeilen der Fränkischen Grenzschichten.

Verbreitung des Gekrösekalks.

Textabb. 10.

Die Gekrösekalke sind bezeichnend für ein großes Gebiet der fränkischen Trias. Nach Süden reichen sie noch 10—20 km weiter als die Kochendorfer Facies. Ich fand sie noch deutlich bis Bretten, Oelbronn, Illingen, Sersheim, Klein-Sachsenheim, Walheim, Ilsfeld, Hall, Ruppertshofen, Dörrmenz, Hemmersheim, Gollachostheim, Uffenheim, Habelsee—Hilpertshof (Textabb. 10). Im Norden erreichte ich die Grenze ihrer Ausdehnung nicht, wenn sie auch im Beckeninnern mehr und mehr zurücktreten. Vertikal findet man sie von der oberen Grenze an bis zur oberen Terebratelbank in allen möglichen Höhenlagen, sehr selten tiefer. Trotzdem kann man 2 Hauptlagen unterscheiden: die stärkste ist im unteren Drittel des Glaukonitkalks (unterlagert von ca. 40 cm Splitterkalk oder verbackenem Knauerkalk), besonders im Neckargebiet, eine zweite im unteren Bairdienton in der Gegend von Kirchheim (Bayern)—Rottendorf, auch im Sall- und Kupfertal. Lokal kann im Glaukonitkalk ein Horizont besonders stark heraustreten, doch sind fast überall mehrere vorhanden, wie dies aus Kokens Detailprofil vom Winterberg schon hervorgeht. Daß bei Heuchlingen 2 Gekrösekalkhorizonte vorkommen, ist daher absolut nichts Besonderes, wie Stutzer meint. Bei Bretten—Kleinvillars und im Hohenlohischen treten schöne Wellenzüge im unteren Bairdienton auf, und besonders bei Krensheim—Kleinrinderfeld sind sie hochwellig und zum Teil überfaltet (untere Zugbank). Sie geben ein sehr wechselvolles Bild und verschwinden

lokal fast vollständig. So bestehen die Gekrösekalke des Glaukonitkalks bei Kupferzell nur aus einer einzigen Welle an der Grenze zum Bairdienton, während Baur bei Künzelsau 140 cm wellige Kalke angibt (Entfernung 6 km), und während schon die nächsten Profile im Kupfertal (abwärts) mehrere Horizonte zeigen. Das starke Schwanken der Mächtigkeit des Glaukonitkalks gegenüber dem konstanten

Textabb. 11. Gekrösekalk von Gollachostheim. (Punktiert = gelber Mergel.) 11—23 = ca. $^1/_{10}$ nat. Gr.

Textabb. 12. Gekrösekalk von Richen.

Textabb. 13. Gekrösekalk von Richen.

Textabb. 14. Gekrösekalk von Richen.

Bairdienton führe ich zum größten Teil auf den Gekrösekalk zurück. Wo seine Wellen nur schwach sind oder sich in Septarien und Verknetungen auflösen, haben wir häufig geringe Mächtigkeiten. In einigen Aufschlüssen entsprechen schwachen Wellen im Glaukonitkalk auch schwache im unteren Bairdienton (Bütthard). Die blauen Gekrösekalke sind in gelben dolomitischen Mergelkalk eingebettet. Wo sie zurücktreten, überwiegen diese gelben Schichten, die dann oft Septarien führen. Bei Kochendorf liegen die Gekrösekalke zwischen härteren Kalkbänken, daher Kokens Erklärung. Auf weitere Entfernung aber trifft dies nicht mehr völlig zu. Bald liegen über, bald unter ihnen Schiefer oder homogene Blaukalke, bald sind sie ganz in Schieferton eingebettet. Deshalb kann Kokens frühere Erklärung für die Gesamtausdehnung der Gekrösekalke nicht mehr zutreffen.

Typisch für die Gekrösekalke ist, daß die Schichten über und unter ihnen völlig ungestört sind, während sie selbst bis 20 cm hohe Wellen und Ueberfaltungen zeigen (Textabb. 11, 12); vgl. auch Abb. 1. Bei genauerem Zusehen zeigt sich, daß die anliegenden Schichten an den Grenzen gegen den Gekrösekalk die Faltung desselben abgeschwächt mitmachen, während ihre abliegenden Schichtflächen eben sind (Textabb. 13 u. 14). Verknetungen und verbackener Knauerkalk stellen sich oft darüber und darunter ein. Die durchschnittliche Mächtigkeit eines solchen aus mehreren Wellenzügen zusammengesetzten Horizontes beträgt 20—100 cm. Ein Wellenzug läßt sich eine Strecke weit verfolgen und endet oft in gelbem Mergel mit einer Art Zunge. Stoßen zwei solche Zungen aufeinander, so entstehen leicht Scheinwellen (Textabb. 12—13). Auch Gabelung von Wellenzügen, Abzweigungen kommen vor (Textabb. 16, 17), ebenso abgerissene Stücke, von Mergel umhüllt, immer bald homogen, bald echte Septarien. Die Gekrösekalke

Textabb. 15. Gekrösekalk von Richen.

Textabb. 16. Gekrösekalk von Wimpfen.

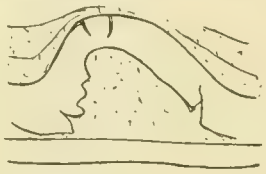
Textabb. 17. Gekrösekalk von Gemmingen—Streichenberg.

selbst sind homogene Blaukalke, glatt springend, fossilarm, „mast“, wahrscheinlich von raschem Wachstum. Die Zwischenschichten führen besonders Bonebed und Glaukonit und sind graue, gelb verwitternde, dolomitische Mergelkalke. Einige Analysen mögen hier folgen. Sie machen keinen Anspruch auf größere Genauigkeit als einige Prozent; ihr Zweck ist bloß, ein ungefähres Bild der Zusammensetzung zu geben.

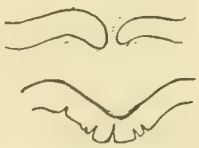
| | Unlösliches Proz. | ($Fe_2O_3+Al_2O_3+SiO_2$) Proz. | $CaCO_3$ Proz. | $MgCO_3$ Proz. |
|---|---|---|---|---|
| 1. Blaue Welle des Gekrösekalks Wimpfen | 2,9 | 3,4 | 91,5 | 0,9 (kaum) |
| 2. Gelbe, harte, wellige Zwischenschichten Wimpfen | 11,5 | 8,7 | 56,2 | 21,7 |
| 3. Gelbe, lockere Zwischenschichten Wimpfen | 23,9 | 10,2 | 51,5 | 9 (+ ?) |
| 4. Blaue Gekrösekalkwelle Streichenberg | 6,6 | 1,8 | 90,5 | 0,1 |
| 5. Graue, unverwitterte Zwischenschicht Streichenberg | 16,1 | 5,2 | 58,2 | 13,7 |
| 6. Gelbe, verwitterte Zwischenschicht Streichenberg | 18,3 | 4,6 | 48,4 | 21,1 |
| 7. Kalkwelle aus dem Bairdienton Kupferzell | 4,5 | 1,5 | 91 | 2 |

Die Analysen zeigen, daß die blauen Kalke (1, 4, 7) sehr viel $CaCO_3$, aber wenig Ton (Unlösliches in verdünnter Salzsäure) und nur Spuren von $MgCO_3$ enthalten. Die Zwischenschichten sind stark tonig und zeigen einen hohen, allerdings schwankenden Gehalt an $MgCO_3$. Mangan ist in Spuren vorhanden. Die Zusammensetzung der stark welligen Kalke des unteren Bairdientons ist auch ganz analog (7), wenn sie auch in Schiefertone eingebettet sind. An den Stellen stärksten Zuges, stärkster Anspannung und Faltung stellen sich Risse ein, also besonders an Umbiegungsstellen (Textabb. 18—21). Da sie dem Wellenberg entlang verlaufen, nenne ich sie „Firstsprünge“. Diese finden wir bei allen Wellen, einerlei ob

Textabb. 18. Gekrösekalk von Unterohrn.



Textabb. 19. Gekrösekalk von Zeubelried.



Textabb. 20. Gekrösekalk von Wimpfen.

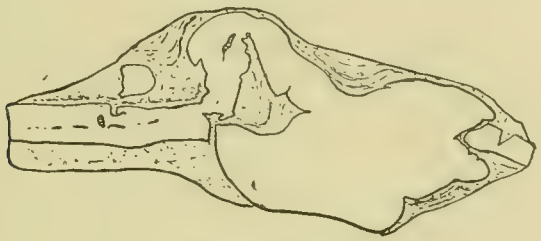
Textabb. 21. Gekrösekalk von Wimpfen.

im Glaukonitkalk, im Bairdienton oder im Wellenkalk, während ich sie bei den schwach welligen Gervillienkalken nicht fand. Die Stärke der Faltung wechselt, Wellen von 15 –20 cm absoluter Höhe kommen vor. Der Zusammenschub beträgt oft $^1/_7$, doch kommen auch Halbkreise und Schlingen vor. Die Form der Wellen ist die denkbar mannigfaltigste, ein Gesetz konnte ich nicht finden. Bald sind die Schenkel verdickt, bald die Wellenberge, meistens wohl die Wellentäler (Textabb. 22); bald ist trotz starker Faltung der ganze Zug gleich dick. Völlige Regellosigkeit herrscht auch bei den Wellenzügen übereinander, ihre Faltung ist keine einheitliche, sondern echt gekröseartig. Oft läßt sich eine Richtung der maximalen Wellenhöhe finden, und in dieser liegen dann auch die Ueberfaltungen (Textabb. 15, 21, 23). Senkrecht dazu sind dann die Wellenzüge flach und undeutlich. Im Streichen der Wellen herrscht auch keine Regelmäßigkeit. Kuppel- und hufeisenförmige Aufwölbungen sind häufiger als langgezogene Wellenberge die dann wohl eine Strecke weit parallel sind, aber bald ihre Richtung ändern. Die Richtung der Ueberfaltungen ist zwar auch nicht absolut regelmäßig, doch stimmen sie auf größere Strecken ziemlich überein. Sie geben wohl meist die Richtung des Schubs an und verlaufen oft in der Richtung des (alten) Schichtenfalles. In den Drusen der Gekrösekalke wie in denen der Septarien (Textabb. 26 u. Taf. VIII [XXVII], Fig. 4; Taf. IX [XXVIII]) findet man Kalkspat, Dolomit, Braunspat, Schwerspat, Pyrit, Kupferkies, Malachit, auch Zinkblende (Sandberger) und Bleiglanz (Benecke). Während ich für die 1—15 cm dicken

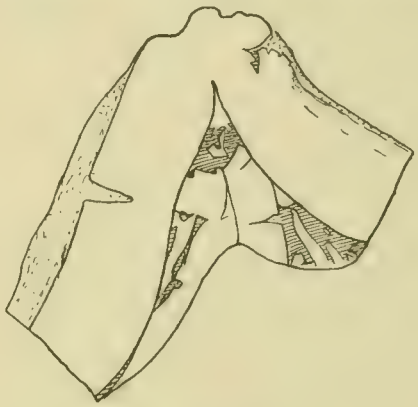
Textabb. 22. Gekrösekalk von Wimpfen.

Textabb. 23. Gekrösekalk von Kirchheim in Bayern.

blauen Wellenzüge ein rasches Wachstum annehme (homogen, fossilarm), sind wohl die gelben dolomitischen Zwischenschichten langsamer entstanden. Führen doch auch Berwerth und de Windt den hohen Kalkgehalt der Mittelmeersedimente in erster Linie auf rasche Ablagerung zurück. Die gelben Schichten machen alle Biegungen mit, werden bald ausgequetscht, bald schwellen ihre Umbiegungsstellen stark an, sie dringen in alle Lücken und Fugen der Gekrösekalke, besonders in deren Firstsprünge ein (Textabb. 24, 25). Die Verwitterung ergreift besonders die Zwischenschichten, so daß alle Verknetungen und Wellen der frisch mehr homogen erscheinenden Schichtenmasse in Weißgrau und Gelbbraun

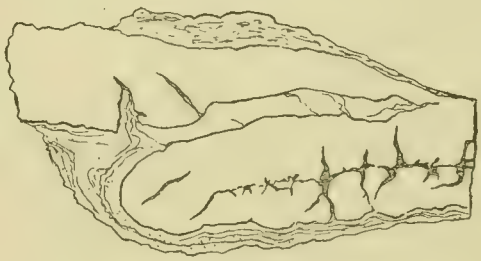


Textabb. 24.



Textabb. 25.

Textabb. 26.



Textabb. 27.

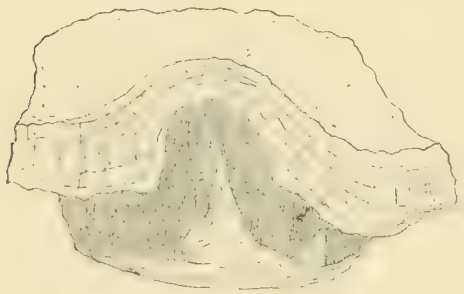
Textabb. 24—27. Gekrösekalk von Wimpfen (Anschliff), vgl. Taf. VIII [XXVII], Fig. 3. ca. $^1/_2$ nat. Gr. Punktiert = gelber Mergel; wagrechte Schraffur = Kalk- oder Braunspat.

herauswittern. Die Zwischenschichten können auch fehlen, so daß nur die Schichtgrenzen die Wellen erkennen lassen. Umgekehrt können auch die Gekrösekalke verschwinden, so daß nur die gelben Mergel zurückbleiben.

Die Septarien sind mit den Gekrösekalken eng verbunden. Es sind große, brotlaibähnliche Knollen, die innen säulenförmig versprungen und abgesondert sind, während sie außen homogen erscheinen. In den Hohlräumen haben sich Kristalle angesiedelt und sie manchmal sogar ausgefüllt (Taf. VIII [XXVII], Fig. 4; Taf. IX [XXVIII], Fig. 5). Bei der Verwitterung treten diese nun widerstandsfähigeren Partien als Scheidewände hervor, daher der Name. Mineralien und Gestein derselben sind vom Gekrösekalk nicht zu unterscheiden, entstammen doch oft beide denselben Schichten. Denn zwischen den Wellen liegen Septarien. Wo die Gekrösekalke aufhören, werden sie seitlich durch Septarien vertreten. Aeußerlich merkt man ihnen oft nichts an, sie sind homogene Knollen. Beim Zerschlagen findet man sie gelegentlich mit Wasser gefüllt. Bald liegen sie in gelben Mergeln, bald sind sie in Lumachellen eingeknetet, die sie mit fluidaler Struktur umgeben. Bei Hall—Hessental finden sie sich auch auf der Grenze zwischen Blaubank und Lettenkohlensandstein (Textabb. 29). Im Maingebiet liegen sie oft sehr groß

(80 cm lang, 15 cm dick) auf den *Trigonodus*-Quadern. Fossilien sind in ihnen selten, dagegen fand ich mehrfach in ihnen Stylolithen. Auf ihnen aber haben sich Myaciten und *Ostrea ostracina* angesiedelt. Außerhalb des Verbreitungsgebiets der Gekrösekalke fand ich sie nicht mehr. Hier und da kommen sie auch in der Blaubank vor.

Die Untersuchung durch Anschliffe und Schnitte ergab wenig. Bei Septarien war von konzentrischer Struktur nichts zu erkennen. Bei den Gekrösekalken ist bei dem ebenso homogenen Blaukalk von Strukturlinien nicht viel zu sehen, so daß wir ähnliche Bilder, wie sie uns Heim gibt, nicht erhalten können. Nur die gelben Lagen umhüllen die Blaukalke und dringen in die Lücken ein. Ausfüllung von Rissen und Lücken durch Kalkspat und Braunspat kommen auch vor (Textabb. 25, 28). Manche sich ablösende Zungen zeigen im Innern septarienartige Zersprengungsrisse, die durch Kristalle wieder ausgefüllt wurden (Textabb. 27).



Textabb. 28. Gekrösekalk von Klein-Villars. Verknetung der verschiedenen Lagen: Oben gelber körniger Mergelkalk, dann glatter Mergelkalk—Flammendolomit; darunter senkrecht schraffiert blauer Gekrösekalk mit Streckungsrissen, die zum Teil von Kalkspat ausgefüllt sind.

An der Entstehung der Gekrösekalke im plastischen Zustande glaube ich festhalten zu müssen. Wellen und Fältelungen entstehen zwar auch bei Ueberschiebungen, bei seitlichem Gebirgsdruck. Steinmann beschreibt z. B. Verknetungen von Flysch und Seewenkalk von einfacher Faltung bis zu wirrer, gekröseartiger Stauchung. „Die sich verbiegenden Kalkmassen waren stets allseitig von Ton umgeben, daher bruchlose Faltung und Verschiebung innerhalb des Kalks“ (Daubrées Experiment). Daß auf diese Weise ähnliche Formen entstehen können, sei unbestritten. Aber für unseren Fall stehen uns keine Ueberschiebungen und keine großartigen tektonischen Bewegungen zur Verfügung, dazu sind in diesem Falle die horizontalen Schichten darüber nicht erklärbar. Es bleiben nur zwei Erklärungsmöglichkeiten übrig: 1) Faltung nach der Sedimentation zwischen horizontalen ungestörten Schichten oder 2) Faltung während der Sedimentation.

### I. Faltung nach der Sedimentation.

Koken nahm zuerst an, daß die Gekrösekalke langsamer erhärteten als die kristallinen Lumachelle-Bänke und daß zwischen den rascher erhärteten Quadern die noch plastischen Kalke gefaltet wurden. Bei Wimpfen, Kochendorf treffen die Voraussetzungen zwar zu, und für kleinere Vorkommen könnte man an eine derartige Entstehung denken, man müßte nur etwa eine anderweitige Entlastung der Schichten annehmen. Anders aber ist es bei einem Gebiet von mehreren 1000 qkm und bei dem Auftreten der Gekrösekalke in den ganzen Fränkischen Grenzschichten, mitten im Bairdienton oder an dessen oberer oder unterer Grenze. Da nun die Schiefertone wohl noch langsamer erhärteten oder im anderen Falle das feste Widerlager fehlte, kann diese Erklärung nicht allgemein gültig sein. Auch erklärt sie nicht ganz, daß die Grenzflächen der Quader gegen die Gekrösekalke an der Faltung in abgeschwächtem Maße teilnehmen.

E. Fraas nimmt für die Wellen des Wellenkalks nicht primäre Bildung oder seitlich wirkenden Druck, sondern nur „eine vertikale Zusammenpressung durch den Schichtendruck“ an. Physikalisch ist dies aber unmöglich. Denn reiner Druck von oben erzeugt nie eine Faltung, eher das Gegenteil, Zu-

sammenpressung der Schichten. Wie dabei so hohe Wellen und Ueberfaltungen wie bei Künzelsau entstehen können, bleibt durch Vertikaldruck unerklärt.

Wellen können durch Vertikaldruck nur entstehen, wenn dieser sich in einen Seitendruck umsetzt (und diesen schließt E. Fraas aus). Die Auslösung eines Seitendrucks tritt dann ein, wenn dem Druckmaximum an einer anderen Stelle ein Druckminimum gegenübersteht. So lagern im Lias α bei Hechingen über Schiefern dicke Kalkbänke; ein Teil derselben war eingesunken, wodurch ein Seitendruck ausgelöst wurde, der zu Faltungen der Schiefer unter dem Druckminimum führte. Wellenberge entstehen auch da, wo zwischen zwei Druckmaxima ein Druckminimum auftritt; beobachtet bei Bretten und bei Kupferzell (Wellen der Bairdientone unter einer Spalte des Glaukonitkalks). An solche Erklärungen ließe sich denken, wenn die Gekrösekalke lokale Erscheinungen, wenn sie jetzt noch plastisch wären.

Faltung durch Volumenvermehrung kommt tatsächlich vor. Denn wächst eine Schicht durch irgendwelche Stoffaufnahme oder chemische Umsetzung, so ist die Zunahme der Dicke zwar meist gering, die horizontale jedoch summiert sich stark. Da nun eine entsprechende Verschiebung dazu noch durch Reibung auf der Unterlage gehemmt wird, so muß Faltung eintreten (Volger, Reyer). So erfolgt beim Uebergang von Anhydrit in Gips durch Volumenvermehrung starke Faltung (Anhydrit spez. Gewicht 2,8—3, Gips 2,2—2,4!). — Doch erklärt Reis einen Teil der Gekrösegipse durch Rutschungen bei der Sedimentation, da es auch Gekröseanhydrite gibt. — Bei Kalk ist nichts Aehnliches bekannt; wir müßten höchstens Wasseraufnahme bei der Erhärtung annehmen, wofür aber keine Gründe vorliegen. Dagegen wird beim Uebergang von Aragonit (2,9—3) in Calcit (2,6—2,8) Arbeit geleistet. Auch könnte man an Aufnahme von $MgCO_3$ denken, so daß die dolomitischen Zwischenschichten angeschwollen wären. Auf diese Weise können Falten entstehen; die Gekrösekalke aber so zu erklären, dafür sind bis jetzt keine Gründe vorhanden.

Bei dem raschen Wechsel von so verschiedenem Material könnte man auch an ungleichartige Erwärmung des Schichtenkomplexes denken, etwa bei Trockenlegung. Doch dies bleibt nur reine Hypothese.

Daß große Massen, die über plastische Schichten hinweggleiten, diese in Falten legen, ist längst bekannt. Dana, Behrendt, Credner, Wahnschaffe, Reyer u. a. weisen auf eine derartige Wirkung von Erdrutschen, Eisbergen, Gletscherenden usw. hin und erklären so gefaltetes Tertiär und Diluvium.

All diese Erklärungen zeigen theoretisch mögliche Entstehungsarten von Wellen und Falten, allein sie lassen sich nicht mit dem tatsächlich Beobachteten in Einklang bringen.

## II. Faltung während der Sedimentation.

Durch Wellenschlag und Wasserbewegung entstehen die sogenannten Rippelmarken (vgl. Profil 88. 101). Daß manche regelmäßigen Wellenzüge auf der Oberfläche von Schichten im Muschelkalk (Nähe der Spiriferenbank) so erklärt werden können oder müssen, sei unbestritten. Besonders in den Bachbetten sind sie schön erschlossen und auf der Oberfläche von harten Muschelbänken sehr häufig. So hohe Wellen und Ueberfaltungen wie im Gekrösekalk können aber auf diese Weise nicht erklärt werden, auch nicht im Wellenkalk. Denn wenn wie dort eine ganze Reihe von Wellen aufeinander liegt und zwar mit derselben Biegung, wenn die Wellen kurz und hoch sind, oder sich durch Schichtsysteme von einigen Metern verfolgen lassen, ist diese Entstehungsart ausgeschlossen.

Als beste Erklärung bleiben noch submarine Rutschungen übrig. Auf die Bedeutung von

Rutschungen haben Thoulet, Fuchs, Heim, Reyer, Reis aufmerksam gemacht. Thoulet schildert den regelmäßigen Marsch der Sedimente vom Ufer in die Tiefe. Wäre der Ozean ein weites Becken mit ruhigem Wasser, so würden die Schuttkegel der Sedimente sehr steil sein, wie z. B. in kleinen Seen. Oberflächenströmungen, Strömungen am Untergrund, Stürme, Ebbe und Flut, Wellen, Vulkanausbrüche verhindern dies, und so entstehen flache Schuttkegel, wie sie Élie de Beaumont beschreibt (4' bis 1°). Denn jede heftigere Bewegung bedingt, daß schwerere Sedimente, z. B. Sande weiter meereinwärts wandern und auf feinere Sedimente fallen, die unter ihrem Gewicht seitlich und abwärts ausweichen. Je feiner und beweglicher der Detritus, desto leichter gehorcht er den schwächsten Bewegungen. So Thoulet, der seine Ausführungen auch experimentell stützt. Auch Koken beobachtete, daß Druck der Dünen tonigen Haffmergel aufpreßte und mit Sand vermischte. Wir hätten also nur diese Erscheinung auf tiefere und marine Lagen zu übertragen. Heim beschreibt Wellen und Ueberfaltungen aus den tertiären Süßwassermergeln von Oeningen, Endriss vom Randecker Maar, Fuchs vom Wiener Becken, wo die Schwere in der Detritusmasse gleitende und rollende Bewegungen bewirkte. Reyer hat experimentell ganz ähnliche Formen erhalten, wie wir sie in der Natur finden, wenn auch hier das Experiment den natürlichen Verhältnissen nie völlig gerecht werden kann. „Wenn plastische Sedimente sich in geneigter Lagerung befinden (Delta, Strandsedimente), wird, wie das Experiment zeigt, durch Senkung des Wasserspiegels oder durch Hebung der Sedimente eine gleitende Bewegung eingeleitet, sobald die natürliche Böschung überschritten wird. Diese gleitende Bewegung kombiniert sich (falls die Sedimente lagenweise aus verschiedenem Material aufgebaut sind) mit Faltung, welche sich steigert, sobald die gleitende Masse gehemmt wird. Solche Hemmungen erfolgen beim Uebergang der geneigten in die flache Lagerung, sowie beim Schub gegen einen Horst. Entscheidend ist, in welchem Horizont durchwässerte Gleitschichten auftreten (schlammige, lehmige, schiefrige Zwischenlagen). Wäre die oberste Schicht stark durchwässert, so könnte der oberste Horizont für sich allein abgleiten, lange bevor das Maximum der Auftreibung erreicht ist.“ „Die gleitende Massenbewegung wird begünstigt durch die Neigung der Sedimente, durch die Existenz plastischer Zwischenlagen, durch Erschütterungen, Erdbeben, durch die Emersion der Schichten, der Auftrieb fällt weg, die Gravitation wirkt und leitet tiefgreifende gleitende Massenbewegungen ein. Wenn man ein welliges Grundgebirge als Basis annimmt und hierüber unter Wasser Sedimente ablagert, dann Emersion und Beben wirken läßt, so tritt mehrfach Abgleiten der jungen Sedimente von den Antiklinen und Zusammenfalten in den Synklinen des Grundgebirges ein.“ „Die weicheren Zwischenlagen werden zum Teil ausgequetscht.“ Er führt auch aus, daß ganz unten flache, mitten starke Wellen und oben bei sehr plastischem Material verworrene Bewegungen vorkommen.

Heim beschreibt eine Reihe fossiler und rezenter subaquatischer Rutschungen und kommt zu dem Schluß: „Wir haben keinen Grund, nicht auch Rutschungen in viel größerem Maßstabe (als in den Schweizer Seen) für die submarinen, vom Schlammabsatz genährten Gehänge, und im besonderen für die Zone der ‚großen Deklivität‘ anzunehmen, wo der Kontinentalsockel oft mit erstaunlich steiler Böschung zur Tiefsee absinkt. In dieser Zone findet in der Regel besonders reichliche Ablagerung terrigener Sedimente, wie Blauschlamm, Grünschlamm und -sand, statt, und das gleiche war auch in früheren Perioden der Erdgeschichte der Fall.“ „Je größer die bewegte Masse, um so geringer ist die mittlere Böschung.“ Bei Zug hatte eine 500 m lange Rutschung 6 Proz., eine 1020 m lange 4,4 Proz. Böschung. Er weist darauf hin, daß bei dem größeren spezifischen Gewicht des Salzwassers die Rutschung viel weiter gehen kann. Auch Reis hält 1901 Gekrösebildung für Rutschungsfolgen. „Die

Zunahme des oberen Muschelkalks konnte daher nach dieser Tiefenregion durch primäre Zusammenrutschung erklärt werden.“ Daß die Angaben, auf die er sich hier stützt, sehr zweifelhaft sind, wurde oben ausgeführt.

Ich verweise noch auf die Ausführungen von Krümmel, der auf das häufige Vorkommen von Rutschungen in der Zone der hemipelagischen Sedimente (Grünsand und grüner Schlick, dunkler oder blauer Schlick und Kalkschlick) aufmerksam macht, Erscheinungen, die dem Kabeltechniker wohl bekannt sind.

Vergleichen wir mit diesen Angaben unsere Gekrösekalke. Ihre Bildung erfolgte vor völliger Erhärtung, noch in teigartig plastischem Zustande. Dies erklärt auch die völlige Unregelmäßigkeit der Formen, die häufige Verdickung der Wellentäler, das Eindringen der plastischen, tonigeren, gelben Zwischenschichten in die Streckungsrisse der Gekrösekalke, ihre Einfaltung und Ausquetschung, die Bildung von Zungen und Abzweigungen. Wahrscheinlich wurden diese Tonlagen noch während der langsamen Faltung oder gleich nach ihr durch Sedimentation von oben her verstärkt und dadurch noch das Wellental verdickt. (Vgl. Reyer. 1907. Fig. 212. 213.) Zungen lösten sich von den Wellenzügen ab, Blaukalkfetzen wurden abgerissen und von gelbem Mergelschlick umhüllt. Ganz breiig war die Kalkschlickmasse nicht mehr; denn an den Stellen stärkster Biegung konnten Risse entstehen. Die Ueberfaltungen weisen manchmal nach dem Beckeninnern. Doch ist bei dem durchaus nicht einheitlichen ebenen Meeresgrund keine Regelmäßigkeit zu erwarten, dazu noch bei plastischem Material. Die Art der Sedimentation, die rasch wechselnden Mächtigkeiten und anderes sprechen vielmehr für welligen Untergrund, wie er auch außerhalb der Schelfzone mehrfach angegeben wird (Penck). In größerer Küstennähe (Schelf) fehlen die Gekrösekalke, und erst bei einer bestimmten Mächtigkeit der Fränkischen Grenzschichten (1—2 m) stellen sie sich ein. Gegen diese Entstehung spricht, daß sich ein Gefälle von 4 Proz. nicht nachweisen läßt und daß in jetzt horizontalen Gebieten starke Ueberfaltungen auftreten. Doch entspricht die heutige Lagerung der Schichten keineswegs der triassischen, und gerade bei Kochendorf haben Verwerfungen stark mitgespielt. Ferner findet man nach Reyer die stärksten Falten dort, wo die geneigte Lagerung in eine flache übergeht. Dazu ist durchaus nicht bewiesen, daß unter 4 Proz. Gefälle keine Rutschungen mehr vorkommen; Heim läßt diese Frage offen. Bestechend ist, daß heute Rutschungen in der Region hemipelagischer, terrigener Sedimente nachgewiesen sind, und daß unsere Gekrösekalke gerade in Schichten vorkommen, die mit Grünsand und -schlamm, Blauschlick und Kalkschlick die größte Uebereinstimmung zeigen, während sie im Schelfgebiet und bei küstennäheren Ablagerungen fehlen. Auch sind experimentell sehr ähnliche Formen erzeugt worden. So halte ich die folgende Erklärung für die natürlichste und die, welche die wenigsten Voraussetzungen nötig macht:

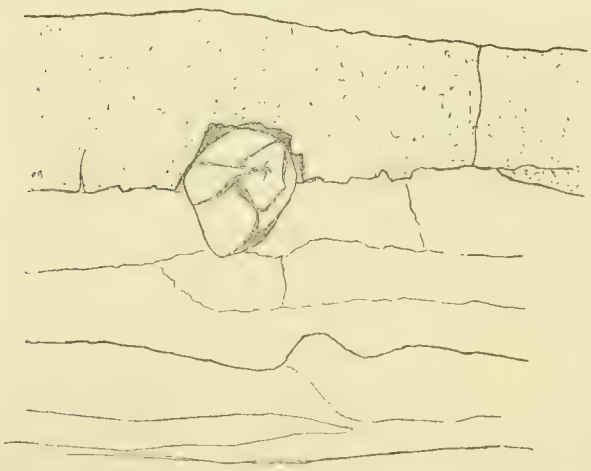
Gegen das Ende der Terebratelschichten setzte ein stärkerer Rückzug des Meeres nach Nordwesten ein, vielleicht bedingt durch Hebung des Landes im Südosten. Dadurch wurden neue Schichten, die vorher im Gleichgewicht abgelagert worden waren, mehr und mehr in andere, flachere Meeresgebiete gebracht. Erderschütterungen wirkten vielleicht ein, der Einfluß der Stürme (Aufwühlung des Untergrundes!), Wellen, Gezeiten und Strömungen wurde stärker als bisher. So kamen bald da, bald dort Schichten ins Gleiten. Aufarbeitung des Untergrundes in küstennahen Gebieten und Abspülung der eben erst aus dem Meere aufgetauchten Landmassen bedingte eine verstärkte Zufuhr von feinstem Kalkschlamm in etwas tieferen Regionen, ein rasches Wachsen der Schichten. Die plastischen Tonzwischenlagen verstärkten die Bewegung und Faltung, mit der Verknetungen Hand in Hand gingen. Von größtem Einfluß waren die veränderten Sedimentationsbedingungen, erzeugt durch den Rückzug des Meeres, also

durch geringere Meerestiefe und unruhigere Wasserverhältnisse. Ob beim Rückzug des Meeres die Schichtenneigung verstärkt wurde, lasse ich dahingestellt; jedenfalls kam die bestehende Böschung mehr zur Geltung. Die hier ineinander greifenden Ursachen lassen sich nicht mehr alle genau festlegen. Einen Teil habe ich aber schon (Thoulet, Reyer) näher ausgeführt.

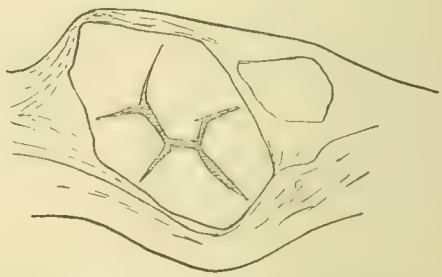
Auf Rutschungen führe ich auch die starken Wellen und Ueberfaltungen zwischen horizontalen Schichten zurück, die der Wellenkalk von Künzelsau und Niedernhall zeigt (Taf. VIII [XXVII], Fig. 1). Die hohen Felswände an den Straßen lassen auch eine ähnliche Schichtenlagerung erkennen, wie sie Heim für Abrutschungen angibt, ein keilförmiges Ausspitzen von Schichten. Die Ueberfaltungen gehen bei Künzelsau nach Osten. An eine Bildung durch Wellenschlag zu denken, ist hier ausgeschlossen. Es liegt mir jedoch fern, all die kleinen Wellen des Wellenkalks durch Rutschungen erklären zu wollen.

Für die hohen Wellen und Ueberfaltungen im Muschelkalk scheint mir die Erklärung durch Abrutschungen die befriedigendste zu sein, weil sie sich mit dem Beobachteten am besten in Einklang bringen läßt und sich am schönsten in das Gesamtbild einfügt. Vielleicht wird sie einmal, wenn unsere Kenntnis von der Verfestigung der Sedimente weiter fortgeschritten ist, durch eine bessere überholt. Nach ihrem heutigen Stand trägt kaum eine andere Theorie so vielen Tatsachen Rechnung.

Auf die Entstehung der Septarien muß noch kurz eingegangen werden. Die Gekrösekalke lösen sich seitlich in Septarien auf. Sich abzweigende Zungen zeigen in ihrem Innern septarienartige Zersprengung (Textabb. 27). Auf den Septarien siedelten sich Muscheln an. Daraus folgt, daß sie nicht nach Art der Lößkindel nach der Sedimentation entstanden sind, sondern daß wir sie so vor uns haben, wie sie einst eingebettet wurden. Dasselbe beweist auch Textabb. 29. Einer Entstehung durch Konzentration widerspricht auch das Fehlen jeder konzentrischen Schichtung und ihr Auftreten in Muschelbänken und Muschelquadern. Alles weist vielmehr darauf hin, daß wir hier die letzten Reste von Blaukalklagen vor uns haben. Bei der Entstehung der Gekrösekalke mögen einige losgelöste oder zurückgebliebene Fetzen der Kalkschlicklagen von anderen Sedimenten umhüllt und abgerundet worden sein. Es entstanden brotlaibartige Knollen, eingeknetet in Mergel oder Muschelbänke (Textabb. 30). Die Verfestigung erfolgte von außen nach innen. Dadurch kam es innen zu Zersprengungen, weil bei



Textabb. 29. Septarie zwischen Lettenkohlensandstein (punktiert) und Blaubank. $^1/_{10}$ nat. Gr. Steinbach—Hessental.



Textabb. 30. Septarie, von muschelreichem Kalk umflossen. Etwa $^1/_3$ nat. Gr. Brandhölzle bei Möckmühl.

der fortschreitenden Verfestigung der Raum in dem harten Gehäuse zu groß war. Denn nach THOULET verliert das Sediment beim Uebergang in geologisch festen Kalk 60 Volumprozent. Wo Blaukalklagen auskeilen, lösen sie sich fast immer in Knollen auf. Es sind keine Knollen nach Art der Lebacher. Denn nie führen sie ein Fossil, das bei der Verwesung Kalk niedergeschlagen hätte. Und dennoch wirkten wohl kleine, zufällig abgesetzte Kalkmengen anziehend auf die sich weiter niederschlagenden; denn „wo was ist, kommt was hin" (BAEYER). Reichte nun die Kalkmasse aus, so verschmolzen die Knollen miteinander. Andernfalls aber blieben sie so, wie sie waren, im Ton oder Mergel liegen, und wenn nun die Austrocknung von außen nach innen fortschritt, so entstanden Septarien. Die Muschelkalkseptarien sind also doch keine nachträglichen Zusammenballungen des Kalkes (dagegen spricht schon die petrographische und chemische Identität mit den Gekrösekalken), sondern sie entstanden auf dem Meeresboden zur Zeit der Sedimentation.

**Mineralien.**

An Mineralien ist der obere Hauptmuschelkalk sehr arm. Kalkspatkristalle sind allerdings überall zu finden, besonders in Drusen und als Spaltenmineral. Schöne Skalenoëderzwillinge trifft man meist in gestörten Gebieten, an Verwerfungen als Kluftmineral, so bei Rittershausen (Füchslesmühle), Walheim, Groß-Sachsenheim. Bald sind die Kalkspäte schön wasserklar (Rottenburg a. N.), bald gehen sie mehr in Anthrakonit über (Glaukonitkalk bei Hall). Gips ist im Kochertal zwischen Gelbingen und Gaildorf sehr verbreitet, bald feinfaserig als weiße Ausfüllungsmasse größerer Hohlräume („Steinmark"), bald in schönen durchsichtigen Tafeln in Drusen. Baryt tritt besonders in Drusen auf in weißen tafelförmigen Kristallaggregaten, besonders im Gekrösekalk und in Septarien (Wimpfen, Bonfeld, Randersacker, Lindflur). Eisenvitriol, durch Verwitterung des Pyrits entstanden, gab den Vitriolschiefern ihren Namen. Der Schwefelkies ist auch hier „Hans in allen Gassen". Schöne Würfel zeigt er im Glaukonitkalk von Wimpfen (Altenberg) und in den Terebratelschichten von Hagenbach. Kleiner sind seine Kristalle im Sphärocodienkalk (zusammen mit Glaukonit). Im Bairdienton von Nesselbach und im Vitriolschiefer von Crailsheim lassen sie sich eben noch erkennen. Sonst ist Pyrit in feinster Verteilung der färbende Bestandteil der Blaukalke. Kupferkies mit etwas Malachit ist neben Pyrit in den Drusen der Septarien zu finden (Wimpfen, Rosenmühle bei Würzburg). Bei Bruchsal kommt er auch gelegentlich in den Terebratelschichten vor. Zinkblende ist im oberen Hauptmuschelkalk viel verbreiteter, als in der Regel angenommen wird, so im Glaukonitkalk bei Kocherstetten, in den kalkigen Bairdienletten bei Gailenkirchen, in der oberen Terebratelbank bei Krensheim, Uffenheim, im Sphärocodienkalk am häufigsten, so bei Vellberg—Talheim, Hall, Kirchberg. Im Terebratelkalk von Ottendorf steht sie in näherer Beziehung zu den Stylolithen, in deren Kappen sie sich anhäuft, ähnlich auch bei Talheim an der Schozach. Bei Weckrieden (Hall) ist sie deutlich als Spaltenausfüllung zu erkennen, während neben der Spalte Pyrit in feiner Verteilung als Begleitmaterial erscheint. Auch im oberen *Nodosus*-Kalk fehlt sie nicht, so bei Hall—Hessental wenig über der *Cycloides*-Bank. Zwar läßt sie sich fast überall nachweisen, leider tritt sie nie in größerer Menge auf. Quarzkristalle sind verhältnismäßig selten: kleine Säulen mit Pyramiden bei Klein-Bottwar und Bretten, beiderseits ausgebildete Kristalle bei Groß-Sachsenheim. Verkieselung erfolgt besonders in der Hauptterebratelbank und erlaubt ein Herausätzen der Schalen. Auf die Verbreitung des Glaukonits wurde oben schon hingewiesen. Kohle, auf eingeschwemmtes Holz (Coniferen?) zurückzuführen, fand ich bei Talheim (Schozachtal), Hessental, Ottendorf.

Sehr wertvoll sind die Muschelquader, die schon seit langer Zeit als Mainbausteine ausgebeutet und weithin versandt werden, während im Kocher- und Jagstgebiet eben erst ihre Erschließung beginnt. Sie sind ein schöner und wertvoller Baustein. Die etwa 20 cm dicken Muschelbänke oder Splitterkalke finden als Mauer- oder Pflastersteine Verwendung. Die Blaukalke sind zum Beschottern der Straßen mehr oder weniger geeignet. Viele Zementwerke haben sich im Muschelkalkgebiet niedergelassen. Da und dort erheben sich Kalköfen, die dolomitische Kalke und Dolomite zu „schwarzem“ (hydraulischem) Kalk und gewöhnliche Kalke zu „weißem Kalk“ brennen.

**Fauna.**

Die Ceratiten zeigen eine Entwicklung von plumpen, knotigen zu flachen, schlanken, hochmündigen Formen, eine Entwicklung, die sie wohl beweglicher machte und ihnen auch in stark bewegtem Wasser das Schwimmen erleichterte. Die knotigen, plumpen Nodosen sterben bei zunehmender Verflachung des Meeres aus, während gerade dann die Herrschaft der hochmündigen *Semipartitus*-Gruppe beginnt. In den Quaderkalken sind die Ceratiten sehr selten, kommen aber gelegentlich in vollständig erhaltenem Abdruck vor. Am häufigsten sind sie in den Terebratelbänken und da, wo Kalk und Schiefer wechsellagern. Die tonigen Faciesgebiete sind die Hauptquellen unserer Ceratiten. Im *Trigonodus*-Dolomit und überhaupt in Schwaben findet man sie sehr spärlich. Semipartiten treten, abgesehen von einigen lokalen reicheren Vorkommen, sehr gegen *Dorsoplanus* zurück. Südlich der Enz und Murr sind sie so selten, daß mir bis jetzt noch kein Fund bekannt ist. Denn die *Semipartitus*-Schichten fehlen ganz oder sind sehr stark zusammengeschrumpft und dazu noch wie der obere Gervillienkalk massig dolomitisch ausgebildet. So fehlt wohl *Cer. semipartitus* hier völlig, und *Cer. dorsoplanus* ist sehr selten (Schwieberdingen). Austern, Serpeln, Terebrateln und *Orbiculoidea discoides* siedeln sich mit besonderer Vorliebe auf den Ceratiten an, nicht bloß nach ihrem Tode im Schlamm; denn die Schalen sind oft allseitig besiedelt. Von *Orbiculoidea discoides* zählte ich auf einem *Semipartitus* etwa 70 Individuen (Original jetzt in Tübingen); viele Ceratiten sind von *Ostrea ostracina* so überzogen, daß man kaum noch ihre Formen erkennen kann. Am leichtesten findet man Ceratiten im unteren *Nodosus*-Kalk, wo sie nicht nur im Enztal ein „*Compressus*-Pflaster“ bilden.

*Nautilus bidorsatus* ist als Leitfossil noch weniger brauchbar als die Ceratiten; denn er geht durch den ganzen Hauptmuschelkalk hindurch. Nur aus den Fränkischen Grenzschichten kenne ich ihn noch nicht. Oft ist nur die Wohnkammer erhalten; manchmal zeigt er schön den Perlschnursipho. Hinsichtlich der Besiedelung gilt für ihn dasselbe wie für die Ceratiten. Seine schwarzen Kiefer sind nur bei Crailsheim etwas häufiger.

*Pemphix Sueuri* tritt bei uns besonders in den Terebratelschichten und im Gervillienkalk auf; hier ist das Hauptlager von Crailsheim—Sattelweiler—Tiefenbach, während ich ihn aus dem unteren Teil der Terebratelschichten von Veinau, Rieden, Talheim und Oelbronn kenne. Auch er hält sich hauptsächlich an das Flachmeer. Die Muschelkrebse bevölkern die Bairdienletten oder Ostracodentone, besonders schön bei Krensheim und Kupferzell, wo sie als weißliche Punkte aus dem dunklen Schieferton hervortreten. Die Phyllopoden finden wir zwar heute in austrocknenden Sümpfen; im Muschelkalk aber treten sie in rein marinen Schichten auf, und auch die Vitriolschiefer der untersten Lettenkohle, die besonders im Bühlertal Estherien in Massen führen, sind mariner Entstehung. Im Bairdienton häufen sie sich besonders in den dolomitischen Kalkplättchen an (Künzelsau; Estherientone von E. Fraas).

Seesterne sind aus dem Gervillienkalk von Crailsheim und von Aub bekannt, Ophiuren

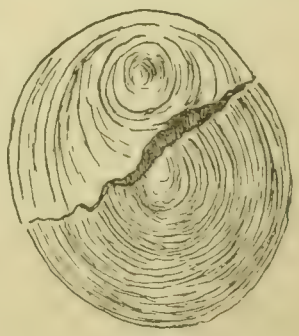
von Crailsheim. Doch finden wir Echinodermenreste (Crinoideen?) auch in den Terebratelschichten sehr häufig, besonders im Flachmeer. Bei Steinsfürtle—Friedrichsruh kommt *Asterias cilicia* im oberen *Nodosus*-Kalk vor (s. Profil). Von den Schnecken sind die hohen Turmschnecken etwas mehr verbreitet, namentlich im Gervillienkalk; nur in den Fränkischen Grenzschichten treten sie sehr zurück.

*Serpula spirulaea* oder *Spirorbis valvata* bildet ganze Kolonien und besiedelt nicht selten Ceratiten, Nautilen und Muscheln.

Von größerer Bedeutung sind die Brachiopoden und Lamellibranchiaten. Die Brachiopoden sind deshalb sehr wertvoll, weil sie noch die brauchbarsten Leithorizonte abgeben, was man von den Muscheln nicht behaupten kann. *Spiriferina fragilis* und *Terebratula vulgaris* var. *cycloides* sind noch die besten Leitfossilien des Muschelkalks. Ich stütze meine Einteilung im oberen Hauptmuschelkalk auf Terebrateln nicht aus theoretischen, sondern aus praktischen Gründen. Denn von allen Bänken lassen sich die Terebratelbänke noch am leichtesten verfolgen und geben zugleich die meisten petrographischen Anhaltspunkte; denn in der Regel machte eine stärkere Ueberschüttung mit Ton ihrem Dasein ein Ende. Es wurde mir schon eingeworfen, die Terebrateln seien gar nicht leitend, sie kämen ja im ganzen Hauptmuschelkalk vor. Leitend im Sinne der Jurafossilien sind sie allerdings nicht; deshalb mußte eben hier auch viel gründlicher gearbeitet werden. Die Leithorizonte wurden von Aufschluß zu Aufschluß verfolgt, und zwischen Künzelsau und Crailsheim fehlt mir die obere Terebratelbank auch nicht in einem einzigen Aufschluß. Dazu führt diese Bank nicht nur Terebrateln, sondern eine ganze Lebensgemeinschaft: *Gervillia socialis, Pecten laevigatus, Terquemia complicata,* Ostreen und Myaciten. Während im Innern des Beckens die Terebrateln herrschen, machen sich in küstennahen Gebieten die übrigen Glieder der „Pelzfauna“ mehr geltend, so besonders *Pecten* und Austern. Terebrateln sind zwar überall in den Terebratelschichten zu finden, in den beiden Terebratelbänken aber häufen sie sich besonders an. Die größten und schönsten Formen liefert die Hauptterebratelbank (bis 4 cm groß); ist nur die eine Schale erhalten, so wittert das Armgerüst ganz hübsch heraus. Das Medianseptum erkennt man besser an den ganzen Terebrateln, wie man sie aus der oberen Terebratelbank lokal in Massen auflesen kann. Manchmal ist die Schale so gut erhalten, daß man noch alle feinen Farbstreifen auf ihr sehen kann.

Die kleinen Terebrateln werden zwar *Cycloides* sehr ähnlich; doch fehlt ihnen der rötlichviolette Farbenton, auch sind sie etwas stärker gewölbt als diese. Schöne Schalenpräparate fand ich im Murrgebiet. Vielleicht ist eine Abscheidung als *Terebratula* (*Coenothyris*) *vulgaris* var. ***minor*** berechtigt[1]).

*Orbiculoidea* (*Discina*) *discoides* kommt im oberen Gervillienkalk (1 m unter der Hauptterebratelbank bei Kochertürn) in den *Semipartitus*-Schichten (auf *Ceratites semipartitus* bei Kupferzell), aber auch tiefer vor, so im Tonhorizont von Hall zusammen mit *Lingula.* Wahrscheinlich tritt sie nur nesterweis auf. Eine neue Species von *Orbiculoidea* fand ich in der Hauptterebratelbank bei Bönnigheim—Hohenstein. Sie ist viel größer als die von den badischen Landesgeologen beschriebene *Discina rhaetica.* Ich schlage daher den Namen *Orbiculoidea major* vor (Textabb. 31).



Textabb. 31.

Textabb. 31. *Orbiculoidea major,* Nat. Gr. Aus der Hauptterebratelbank von Bönnigheim—Hohenstein. Die beiden Schalen sind etwas gegeneinander verschoben.

1) Nachtrag während des Druckes: Nach meinen neueren Untersuchungen sind die kleinen Terebrateln weit verbreitet: Elsaß, Lothringen, Oberfranken, Thüringen.

*Lingula tennuissima* ist überall verbreitet, besonders aber in der Grenzregion und in der unteren Lettenkohle. Vielleicht läßt sich im Maingebiet eine *Lingula*-Bank als Grenze zwischen Fränkischen Grenzschichten und Terebratelschichten festhalten. Eine besonders große Form stammt aus dem oberen Gervillienkalk von Meimsheim.

Die Muscheln sind für die Stratigraphie von geringem Wert; denn während die Brachiopoden weithin den ganzen Meeresboden besiedelten, treten die Muscheln mehr oder weniger nesterweis auf und lassen sich daher nur selten durchgehend verfolgen. Auch sind sie gegen einen Facieswechsel viel empfindlicher, das Gesamtbild ändert sich horizontal viel rascher als vertikal.

Manchmal kann man fast Tierprovinzen ausscheiden. So ist die Umgebung von Hall sehr reich an *Pecten*, Gervillien, Myaciten, aber arm an Terebrateln, so daß die obere Terebratelbank sich nur schwer festhalten läßt. In dieser findet man fast nur Gervillien, während bei Tullau zwar die ganze Pelzfauna vorhanden ist, *Pecten laevigatus* aber überwiegt neben den sonst seltenen Semipartiten und Nautilen. Anderwärts herrschen wieder Terquemien (Dünsbach, Veinau) oder Myaciten wie im Maingebiet. Im allgemeinen sind *Pecten* und Austern mehr für die küstennahen Gebiete charakteristisch. Auffallend ist, daß Terquemien manchmal senkrecht im Gestein sitzen (Terebratelschichten von Ottendorf, Zwingelhausen, Wallhausen). *Ostrea ostracina* besiedelte in Massen den Meeresgrund und zwar in großem Formenreichtum. Sie bedeckt ganze Schichtflächen, bildet Austernriffe (Textabb. 5—8, S. 150—151 [422—423]). Als Unterlage dienen ihr alle möglichen Schalen. Zwar ist sie auf Ceratiten, Gervillien und *Pecten* am häufigsten, aber ich fand sie auch auf *Myacites, Lima, Terquemia*, Schnecken, Terebrateln, *Nautilus*. Manche *Ceratites*- und *Nautilus*-Schalen hat sie wohl noch zu Lebzeiten der Tiere besiedelt, da sie auf beiden Schalenseiten vorkommt. Bemerkenswert ist auch, daß Kohlenstücke einen einige Millimeter dicken Ueberzug von Ostreen zeigen. Vielleicht ließen sie sich wohl durch Treibholz im Meere forttreiben. Auch diese Austern bevorzugen küstennahe Gebiete, wo daher besiedelte Fossilien sehr häufig sind (Taf. VIII [XXVII], Fig. 17.) Daß der Steinkern von *Pecten laevigatus* auf der gewölbten Schale Radialrippen zeigt, wie die heute noch lebenden Formen, konnte ich mehrfach feststellen. Einen ungeheuren Formenreichtum entfalten die Myaciten. Zwar ist vieles auf Verdrückung zurückzuführen; aber die vielen normalen Individuen zeigen eine solche Formenfülle, daß sie kaum unter der einen Art *Myacites musculoides* oder *Myacites fassaensis* untergebracht werden können. Eine unerschöpfliche Fundgrube sind die Gervillienkalke (besonders bei Hall). Die dem unteren *Nodosus*-Kalk entstammenden Formen sind sehr dick und groß (Hall, Höchberg bei Würzburg). *Myalina eduliformis* ist auch nur lokal etwas häufiger (Neufels, Krensheim). Nur ausnahmsweise geht sie bis in die obere Terebratelbank hinauf, während sie für die Hauptterebratelbank charakteristisch ist.

In den Fränkischen Grenzschichten tritt die typische Muschelkalkfauna mehr und mehr zurück, Myophorien und *Trigonodus* gewinnen dort die Herrschaft. Myophorien sind ja im ganzen Muschelkalk verbreitet; *Myophoria vulgaris* ist in den Muschelquadern sehr häufig und geht bis in die Grenzbank hinauf. *Myophoria pes anseris* ist sehr selten; im Maingebiet kommt sie in den Quadern der Terebratelschichten und der Fränkischen Grenzschichten (Gollachostheim) vor. *Myophoria cardissoides* besitze ich in mehreren Exemplaren aus dem Gervillienkalk von Hall. Die wichtigste ist jedoch *Myophoria Goldfussi*, die schon oft aus dem Glaukonitkalk beschrieben wurde, aber auch in den unteren Bänken der Lettenkohle ziemlich regelmäßig auftritt. Den größten Reichtum zeigen indessen die „Sodasteine“ von Ottendorf (= Terebratelschichten), wo ganze Schmitzen nur aus ihren

Schalen oder Steinkernen bestehen, wo sie deutlich nesterweis auftritt. In den entsprechenden Schichten der Kochendorfer Facies, des tieferen Meeres, fehlt sie fast ganz. Ein zweites Hauptlager ist die Bank der kleinen Terebrateln, wo sie zum erstenmal reichlicher vorkommt. Doch findet sie sich im Jagsttal auch noch tiefer im *Nodosus*-Kalk. (Einige Exemplare sind ja auch aus den Grenzhorizonten zum mittleren Muschelkalk bekannt.) Während sie hier im Norden ziemlich selten ist, wird sie südlich der Enz immer häufiger (schon bei Vaihingen) und tritt bei Nagold weitaus in den Vordergrund. Auch bei Kirchberg und Rothenburg kommt sie in diesem Horizont vor. Sie ist wie *Trigonodus* ein Fossil des Flachmeeres, der küstennahen Gebiete, ist sie doch auch eine ziemlich regelmäßige Begleiterin der Sphärocodien.

*Trigonodus Sandbergeri*, das vielgenannte „Leitfossil" von *Trigonodus*-Kalk und *Trigonodus*-Dolomit, zeichnet sich besonders dadurch aus, daß er an vielen Orten in diesen Schichten fehlt. Er hat eine große Verwirrung in die Stratigraphie des oberen Hauptmuschelkalks gebracht, da man sämtliche Vorkommen desselben für gleichaltrig hielt und ihn als vorzügliches Leitfossil erklärte, während er tatsächlich von der unteren Lettenkohle bis in den Gervillienkalk hinabgeht. Stettner gibt ihn aus dem unteren Bairdienton von Kochendorf an (ich fand ihn dort nicht), und da er bei Vaihingen etwa in der gleichen Tiefe unter der Grenze vorkommt, hält er beide Vorkommen für äquivalent. Weil bei Stuttgart *Trigonodus* in den höchsten Lagen, aber auch im nördlichen Württemberg im Glaukonitkalk vorkommt, setzte man diesen dem *Trigonodus*-Dolomit gleich. Und doch hätte schon eine kritische Durchsicht der Regelmannschen Profile genügt, um erkennen zu lassen, daß er auch tiefer vorkommt. Aus dem Glaukonitkalk ist er ja allgemein bekannt und in den Muschelquadern desselben ziemlich häufig. Unter der oberen Terebratelbank, also aus den Terebratelschichten, erwähnt ihn Regelmann von Kochertürn und Pfitzingen. Bei Rothenburg o. T. gibt er noch 6 m unter der Grenze *Trigonodus Sandbergeri* an; dieses Vorkommen fällt schon in den oberen Gervillienkalk. Ich glaube nun 3 Hauptvorkommen von *Trigonodus Sandbergeri* festhalten zu können: 1) in den Fränkischen Grenzschichten, besonders in der Kalkfacies, 2) in den Terebratelschichten unter der oberen Terebratelbank, 3) im oberen Gervillienkalk. Dabei ist zunächst hervorzuheben, daß er sich nur lokal anhäuft, in vielen Aufschlüssen aber überhaupt nicht zu finden ist. Am häufigsten ist er in der Kalkfacies, wo man ihn in den Muschelquadern oder Kornsteinen über oder unter der oberen Terebratelbank ziemlich regelmäßig trifft. Das Vorkommen in den Terebratelschichten (unter den Sphärocodien) zusammen mit *Myophoria Goldfussi* entspricht sehr wahrscheinlich dem im obersten *Trigonodus*-Dolomit von Endersbach. Bei Klein-Bottwar, Wolfsölden, Unterschöntal, Michelbach a. d. H. und Gickelhausen ist er unter der Hauptterebratelbank im oberen Gervillienkalk nachgewiesen. Bei Wolfsölden und Unterschöntal liegt er sogar unter dem gelben *Trigonodus*-Dolomit. Bei Michelbach a. d. H. fand ich ihn in den glaukonitischen Kornsteinen in der Nähe der Bank der kleinen Terebrateln zusammen mit *Pecten laevigatus* und stark knotigen Nodosen (*Nodosus major*). Damit ist bewiesen, daß *Trigonodus Sandbergeri* kein Leitfossil im alten Sinne ist, und daß es sehr gewagt ist, aus entfernten Funden Schlüsse über die stratigraphische Einreihung der Schichten ziehen zu wollen. Dazu ist auch *Trigonodus* viel zäher; gerade im Flachmeer ist er am häufigsten, im Gebiet der küstennahen Kalkfacies. Die gewaltige Schlammüberschüttung im Bairdienton, die den größten Teil der Muschelkalkfauna vernichtet, hält er aus, entfaltet sich erst recht im Glaukonitkalk und geht sogar in die Lettenkohle hinüber. Den Terebrateln aber wurde diese mächtige Schlammüberdeckung zum Verderben. Denn „die Mehrzahl der Brachiopoden leben auf

felsigen Klippen und härteren Bänken, welche am Meeresgrund aus sandigen und schlammigen Gründen aufragen, und ihre Schalen werden nach dem Tode der Tiere leicht in die umgebenden Schlammsedimente hineingetragen, in denen sie nie gelebt haben" (WALTHER). Einer Kalkfauna (Muscheln und Terebrateln) steht eine Tonfauna (Ostracoden, *Estheria, Lingula, Orbiculoidea*) gegenüber.

Zum Studium der Fische sind die Bonebedlagen besonders geeignet. Auch sollen in den Terebratelschichten (Kiesbank) zuweilen ganze Fische gefunden werden (nach glaubwürdigen Aussagen). Zähne von *Nothosaurus* und *Mastodonsaurus* lieferten Glaukonitkalk und Grenzbonebed. Auch Teile der grubigen Schädelpanzerung der Labyrinthodonten werden manchmal in den höheren Muschelkalkschichten gefunden.

## Vom Muschelkalkmeer.

Ein Hauptziel dieser Arbeit war, unsere Vorstellungen über das Muschelkalkmeer zu klären und ein möglichst wenig hypothetisches Bild davon zu entwerfen. Dazu war allerdings viel Kleinarbeit notwendig; aber die Ergebnisse lohnten die Mühe. Ueber die Küsten des Muschelkalkmeeres war nur wenig Sicheres bekannt. BENECKE beschreibt, daß im westlichen Luxemburg der Muschelsandstein zuerst, dann der mittlere Muschelkalk verschwindet. Der obere Muschelkalk hält länger aus. Der Trochitenkalk nimmt zuerst ab, Tonbänke schieben sich in ihn ein, und fehlen seine Trochiten, „so leiten in diesem Gebiet die zahlreich eingestreuten Glaukonitmassen". Im Kanton Redingen suchte er den Trochitenkalk vergebens. Im obersten Muschelkalk ist dann *Myophoria Goldfussi* das häufigste Fossil, Terebrateln sind äußerst selten. An Stelle der Kalke treten Sandsteine, Mergel und Konglomerate ein, von denen bei Arlon nur noch Konglomerate (von geringer Mächtigkeit) vorkommen. Im belgischen Luxemburg haben wir also die Küste des Muschelkalkmeeres. „Die Ardennen wurden vom Triasmeer bespült. Wo mächtige Schichtenreihen von Sandstein zu wenigen Fuß Konglomeraten zusammenschrumpfen, wo Kalke in Mergel und schließlich in Geröllschichten übergehen, wo die älteren Schichten zuerst ausfallen und die jüngeren übergreifend gelagert sind, wo zugleich eine anderswo mannigfaltige Fauna sich auf wenige Arten reduziert, da müssen wir dem Lande nahe sein. Die Hauptmasse des paläozoischen rheinisch-belgischen Schiefergebirges lag zur Triaszeit trocken." Bekannt ist auch, daß im Ries weder Buntsandstein noch Muschelkalk oder Lettenkohle vorkommen, daß dort die Trias erst mit mittlerem Keuper beginnt. Das **Ries** war also während des größten Teils der Triaszeit **Festland.** Die bayrischen Landesgeologen (THÜRACH, AMMON, GÜMBEL) haben festgestellt, daß der Muschelkalk südlich Bayreuth sehr stark an Mächtigkeit abnimmt. Bei Culmbach—Schwingen gibt GÜMBEL für den Hauptmuschelkalk 27 m an[1]). Bei Trebgast treten unten sandige Schichten auf, und zuletzt sind fast alle Muschelkalkschichten in eine Sandsteinfacies verwandelt, wobei der ganze Muschelkalk auf 30—35 m zusammenschmilzt. Nach THÜRACH „reicht der Muschelkalk in der Oberpfalz südlich bis gegen Eschenbach und Kemnath. Im böhmischen Becken fehlt er, und dafür, daß das Muschelkalkmeer einst noch die zentralen Teile des Fichtelgebirges und des Erzgebirges überdeckte, haben wir keine Anhaltspunkte. Frankenwald und Thüringerwald waren dagegen überflutet. Die Küste wird sich also zunächst in südost—nordwestlicher Richtung, wahrscheinlich nicht in gerader Linie, sondern mit zahlreichen kleineren Buchten, etwa aus der Gegend von Ellwangen über Dinkelsbühl, Nürnberg nach Eschenbach und Kemnath in der Ober-

1) Nachtrag während des Druckes: Diese Mächtigkeiten sind allerdings etwas zu niedrig.

pfalz erstreckt haben. Im ostbayrischen Grenzgebirge bog sie wahrscheinlich in nördlicher oder nordwestlicher Richtung nach dem Fichtelgebirge um und hat nördlich von diesem wieder einen mehr nordöstlichen Verlauf genommen." (Ueber die mögliche Verbreitung von Steinsalzlagern im nördlichen Bayern. Geognost. Jahresh. 1900. pag. 126.) Oestlich der Elbe kommen zwar Trochitenkalk (der bei Rüdersdorf sehr glaukonitreich ist) und untere *Nodosus*-Schichten vor, der obere Hauptmuschelkalk scheint aber vollständig zu fehlen (Philippi). Jedenfalls kommt das östliche Deutschland für das Triasbecken im oberen Hauptmuschelkalk nicht mehr in Betracht, und Verbindungen mit dem Weltmeer über Schlesien sind für diese Zeit ziemlich ausgeschlossen. Wenn eine Verbindung noch vorhanden war, so erfolgte diese jenseits der Vogesen (Luneville usw.). Große Aehnlichkeit mit unseren höchsten Muschelkalkschichten (oberste *Nodosus*- und *Semipartitus*-Schichten) zeigen die von Lothringen, Hessen, Westfalen. Selbst noch auf Helgoland kommt *Ceratites dorsoplanus* vor. Das Gebiet der Saar, des unteren Neckars, des Mains und der Weser bildeten wahrscheinlich die zentralen Teile des Muschelkalkmeeres zur Zeit des oberen Hauptmuschelkalks.

Gehen wir nun näher auf unser schwäbisch-fränkisches Muschelkalkmeer ein. Das Ries war ja Festland, und Thürach nimmt die Küste schon bei Ellwangen an. Die letzten Muschelkalkaufschlüsse gegen das Ries zu liegen bei Crailsheim und Obersontheim, etwa 35—40 km vom Riesrande entfernt. Bei Crailsheim ist aber der Hauptmuschelkalk noch 50—60 m mächtig. Wir müssen also ein so rasches Auskeilen annehmen, daß auf etwa 30 km ca. 50 m Kalk verschwinden. Das Verbreitungsgebiet des Muschelkalks dürfte wohl noch etwas über Ellwangen hinausreichen, vielleicht bis Aalen—Lauchheim. Am Jusi wurde noch Trochitenkalk gefunden, in den weiter südöstlich gelegenen Vulkanembryonen nicht mehr. Wir dürfen etwa die Linie Tuttlingen—Gmünd—Nordrand des Rieses als südöstliche Grenze des Muschelkalkmeeres annehmen. Wahrscheinlich bog am Ries die Küste etwas nach Norden aus (gegen Ansbach). All das sind mehr oder weniger Vermutungen; denn die Gebiete des ausgehenden Muschelkalks sind durch Keuper- und Jurabedeckung unseren Untersuchungen entzogen. Die letzten vorhandenen Aufschlüsse aber wurden daher um so eingehender berücksichtigt (Endersbach, Winnenden, Unterweißach, Gaildorf, Obersontheim, Crailsheim—Rothenburg).

Schon aus der Kleinheit unseres Muschelkalkbeckens geht hervor, daß wir nicht von einer Tiefsee, weitab vom Sediment liefernden Lande reden können; denn das Meer war bei uns nur etwa 300 km breit. Auch kann bei solcher Küstennähe nicht mit einer solchen Konstanz der Dicke der Bänke gerechnet werden, wie dies manchmal geschieht. Die Sedimente dieses Muschelkalkmeeres müssen solche sein, wie wir sie heute noch unter ähnlichen Verhältnissen finden, also für unser Gebiet kaum je weiter als 100 km von der Küste (meist nur 50—60 km). So läßt sich theoretisch erschließen, was auf anderem, empirischem Wege auch wirklich gefunden wurde. Die Gesteine des Muschelkalks entsprechen dem, was man heute als hemipelagische (Krümmel) oder terrigene Sedimente bezeichnet: Grünsand, Grünschlamm, Blauschlamm, Kalkschlick, Mergelschlick, „Korallensand", und zwar kommen wir von unten nach oben, wie von Nordwesten nach Südosten in immer landnähere Sedimente. Die Meerestiefe war wohl am größten im *Nodosus*-Kalk (ohne Gervillienkalk), denn dieser zeigt eine überall ziemlich gleichmäßige Entwicklung mit möglichst wenig Anzeichen von Küstennähe. Auf Grund der Sedimente läßt sich auf eine Tiefe von etwa 0—500 m schließen, für die Fränkischen Grenzschichten werden meist 0—200 m genügen. Je näher wir der Küste kommen (je höher oder je weiter im SO), desto mehr haben wir mit Unregelmäßigkeiten in der Schichtung zu rechnen. So wechseln auch nach den Fest-

stellungen von Berwerth und de Windt im Mittelmeer heute in der Nähe der Küste kalkreiche und kalkarme Sedimente viel rascher miteinander ab als weiter im Innern, wo die Sedimente auf größere Entfernung weniger Unterschiede zeigen. So finden wir in der Tonfacies des Beckeninnern horizontal die geringsten Aenderungen; die „normale" Ausbildung herrscht, die im Südosten vielfach und mannigfach gestört wird. Für geringe Meerestiefe im oberen Hauptmuschelkalk sprechen außerdem noch eine Reihe von Umständen:

1) Der Glaukonitreichtum im Glaukonitkalk des ganzen Gebiets, in den Terebratelschichten und im Gervillienkalk im Südosten, im Trochitenkalk von Crailsheim. Genau wie es Benecke von den Ardennen beschreibt, werden auch bei Crailsheim fast alle Schichten mehr oder weniger glau, konitreich.

2) Die Aufwühlung des Untergrundes im Süden und Südosten in den Fränkischen Grenzschichten- besonders aber im Grenzbonebed, verlangt eine wesentlich geringere Tiefe als 200 m, da nur bis zu dieser Tiefe die Wellenbewegungen fühlbar sind, wahrscheinlich unter 50 m.

3) Sphärocodien oder Kalkalgen können nur in geringer Meerestiefe leben, weil das Licht mit zunehmender Tiefe immer mehr absorbiert wird. Daher gediehen sie im flachen Meer sehr gut, während im etwas tieferen Meer nur noch Kümmerformen vorkommen. Ihr Auftreten im unteren Gervillienkalk und darunter bei Backnang, Hall—Crailsheim—Kirchberg und auf der Gammesfelder Barre spricht auch schon für geringe Meerestiefe zu dieser Zeit. (Gleichzeitig auch Glaukonit.)

4) In den küstennahen Gebieten erhält die Fauna eine andere Zusammensetzung: *Myophoria Goldfussi* (wie an den Ardennen), *Pecten*, Austern, Terquemien, Schnecken und Krebse scheinen das Flachmeer dem tieferen Wasser vorgezogen zu haben.

5) Das Vorkommen von Austernriffen im Gervillien- und Terebratelkalk spricht mehr für seichtes als für tieferes Meer.

6) Dolomit und Oolith sind nur als Flachmeersedimente bekannt. Oolithe sind aber im Hauptmuschelkalk viel verbreiteter, als bisher angenommen wurde.

Gegen das Ende der Muschelkalkzeit begann das Meer sich zurückzuziehen, und so fiel nun die Küstenlinie in ein Gebiet, wo wir sie fassen können. Die Fränkischen Grenzschichten fehlen südöstlich der Linie Rothenburg S—Bossendorf—Spindelbach—Wolfskreut—Gammesfeld—Crailsheim N—Vellberg—Gaildorf—Zell—Backnang—Marbach S—Beihingen—Bietigheim—Markgröningen. Dieses Fehlen beruht nicht auf späterer Zerstörung; denn diese arbeitet nicht so regelmäßig und flächenhaft wie hier. Die Schichten sind hier überhaupt nicht zum Absatz gelangt. Verminderte Sedimentation und Aufarbeitung vorhandener Schichten spielten stets in Küstennähe eine große Rolle, und beide lassen sich hier nachweisen. Krümmel gibt auch an, daß der Golfstrom da, wo er „durch die Straße zwischen den Großen und Kleinen Antillen hindurchstreicht, kein feines Sediment liegen läßt, sondern alles leewärts in die inneren Becken hineinfegt, wo sich dann der Kalkschlick in mächtiger Tiefe aufbaut." So finden wohl viele Mächtigkeitsschwankungen, besonders aber die dicken Anhäufungen homogenen Kalkes ihre Erklärung. Abtragungen frisch gebildeter Sedimente sind aber nur in der litoralen Zone oder in dem seichten Wasser der Flachsee von Bedeutung (Walther). Wir haben also südlich Heilbronn—Langenburg—Niederstetten—Uffenheim zur Zeit der Fränkischen Grenzschichten flaches Meer, südlich der vorher genannten Linie aber Festland. Denn wo in einer etwa 100 km langen Linie eine Schichtenmasse von 4—5 m vollständig verschwunden ist, reichen alle anderen Erklärungen nicht mehr aus, wir müssen Festland annehmen.

Kurze Zeit vorher war dann die Küste wenig weiter südlich, und es muß hervorgehoben werden, daß gerade in diesem Rückzugsgebiet des Meeres die Sphärocodien am reichlichsten und schönsten sind. Fast der ganze *Trigonodus*-Dolomit fällt südlich dieser Küstenlinie; der größte Teil Schwabens war also zur Zeit der Fränkischen Grenzschichten Festland. Der Anstieg des Meeresbodens zur Küste muß am mittleren Neckar sehr flach gewesen sein, so daß eine geringe Hebung fast das ganze *Trigonodus*-Dolomitmeer trocken legte. Zwei größere Buchten hatte dieses „Fränkische Meer": bei Crailsheim und bei Rothenburg. Und gerade diese Buchten waren der Schauplatz regen Tierlebens. Gerade hier häufte sich auch der Grus zu einem reichen dicken Bonebed an. Eine auffallende Erscheinung ist auch die Halbinsel von Gammesfeld, die kurz vorher als submarine Barre die Ansiedlung von Sphärocodien und die Bildung von Oolith und Dolomit begünstigte. Am Westabhang dieser Barre zieht sich (im Gervillienkalk) ein mächtiger Streifen stark glaukonitischer Kornsteine entlang. Die Barre selbst und ihre Fortsetzung nach NNW führt Muschelquader und Kornsteine in großer Menge, und das ganze Gebiet der Mainbausteine bringe ich in Beziehung zu dieser Barre. Um ein genaueres Bild dieser Halbinsel zu erhalten, nehmen wir die Linie, in welcher die Fränkischen Grenzschichten 2 m oder die *Semipartitus*-Schichten 5 m mächtig sind. Wir sehen aus ihr, daß sich die Barre noch weiter nach NNW gegen das Mainknie ausdehnte, daß das Gebiet der Mainbausteine sich konzentrisch um sie legt, und daß die Kochendorfer Facies etwa bis zu ihrem Höhenkamm vordringt. Gerade diese Barre ist auch das Gebiet schöner Austernriffe.

Die Mächtigkeitsabnahme nach Südosten hat ihren Grund in der allgemeinen Abnahme der Dicke der einzelnen Schichten und in dem Auskeilen der obersten Schichtenglieder. Leider läßt sich nur an wenig Punkten bestimmen, wo der Glaukonitkalk auskeilt, nämlich dort, wo die Bairdienletten noch tonig sind. Bei Gerabronn—Kirchberg ist er verschwunden. So könnten wir eine zweite, spätere Küstenlinie erhalten, und diese würde die Crailsheimer Bucht und die Gammesfelder Halbinsel noch viel schärfer herausheben. Da sich aber diese eben nicht durchgehend feststellen ließ, mußte zu dem nicht vollwertigen Mittel gegriffen werden, die Gesamtmächtigkeitsabnahme der Fränkischen Grenzschichten (2 m) oder der *Semipartitus*-Schichten (5 m) darzustellen. Es ist nicht ganz einwandfrei, soll aber auch nur ungefähr die Art des Rückzugs des Meeres veranschaulichen. Gewisse Gebiete zeichnen sich durch außerordentlich rasche Abnahme der Schichtendicke aus, die Mächtigkeitskurven rücken nahe zusammen, der „Gradient" ist hoch (Talheim, Hall, Vellberg, Rothenburg). Ich nehme an, daß auch der Boden des Meeres hier etwas rascher gegen die Küste anstieg. Das Maximum der Sedimentation rückt fortwährend beckeneinwärts. Im Gervillienkalk war es im Enz- und Murrtal, in den Terebratelschichten zwischen Bönnigheim—Talheim und Hall, in den Fränkischen Grenzschichten bei Sontheim—Gochsen. Theoretisch muß weiter beckeneinwärts auch wieder eine Abnahme der Schichten infolge verminderter Ablagerung eintreten (Norddeutschland?).

Die Sedimente des Muschelkalkmeeres kamen von Südosten. Gerölle fehlen bei uns fast völlig, der Sand stellt sich erst oben ein. Das Festland stieg also wohl allmählich an, und wir hatten mehr eine Schlamm- als eine Sandküste. Aus dem größeren Sandreichtum in den höchsten Lagen und im Südosten kann man auf eine Hebung des Landes im Südosten schließen, welche die Transportkraft der Gewässer erhöhte. Kohle (bei Talheim, Hessental, Ottendorf) und Equisetenreste (Tullau) weisen auf mehr oder weniger reichen Pflanzenwuchs auf dem Festlande hin. Gegen das Ende der Muschelkalkzeit wurden weite Gebiete vom Meer entblößt, die es aber in der unteren Lettenkohle sofort wieder zurückeroberte. Die Lettenkohle ist die Zeit zahlreicher Oszillationen, bei uns meiner Ansicht

nach mehr marin als terrestrisch, und im Lettenkohlensandstein haben wir wohl Flachsee-, Strand- und Deltabildung zugleich.

Die vielen Faciesbildungen zu erklären, ist noch nicht möglich, solange nicht genauere Untersuchungen derselben am Boden der heutigen Meere erfolgt sind. Der *Trigonodus*-Dolomit ist das Sediment einer großen, seichten Bucht, die sich zwischen Alb und Vogesen ausdehnte. Ob Schwarzwald und Südvogesen als submarine Barre noch emporragten, ist noch nicht entschieden. Mir erscheint es wahrscheinlich; denn die Grenze der Kochendorfer Facies biegt bei Bruchsal sonst ganz unbegründet nach Norden aus, während der lothringische Muschelkalk ziemlich genau Kochendorfer Facies oder Tonfacies des Beckeninnern ist. Auch die Verbreitung des *Trigonodus*-Dolomits scheint mir darauf hinzudeuten. Der *Trigonodus*-Kalk, die Mainbausteine wären auf einer von Süden her gegen das Mainknie vorstoßenden Barre entstanden.

Von unseren heutigen Meeren können wir unseren Muschelkalkbecken am besten Nord- und Ostsee vergleichen. „Gerade die Nordseeablagerungen geben uns ein zutreffendes Bild der Entstehungsart der auch bei den älteren Sedimentschichten so häufig beobachteten sogenannten Faciesbildungen“ (Gümbel). Nur war die Verbindung mit dem Weltmeer keine so ausgiebige wie bei der Nordsee, und die Sedimente waren mehr kalkig-tonig, weniger sandig als hier. In bezug auf die Sedimente zeigt das Mittelmeer wieder mehr Aehnlichkeit.

An Größe und Form kommt die heutige Ostsee dem germanischen Triasmeer am nächsten. In Süddeutschland war das Triasmeer nicht breiter als die Ostsee zwischen Memel und Schweden (Ardennen—Ries = ca. 300 km). Der Entfernung von Danzig bis Haparanda entspricht im Muschelkalkmeer die von Toulon bis Helgoland. Und auch das Schicksal der Ostsee hat große Aehnlichkeit mit unserem Triasmeer.

Mit welchen Zeiträumen haben wir nun im Muschelkalk zu rechnen? Wir befinden uns hier auf schwankendem Boden. Um eine allgemeine Vorstellung von der Länge der Zeiten zu geben, betrachten wir ein Austernriff. Nichts als Austernschalen übereinander, jede noch nicht 1 mm dick, in der Mitte papierdünn, etwa 1 cm im Durchmesser. 20—30 solcher Schalen bilden oft kaum 1 cm eines Riffes. Nun braucht doch jede Muschel eine gewisse Zeit, um ihre Schale zu bauen, um diese Größe zu erreichen. Nehmen wir dafür nur 2 Jahre an, so war ein kopfgroßes Riff schon 1000 Jahre alt. Wer die Unmasse von Schalen gesehen hat, dem erscheint eine solche Zahl nicht zu hoch. Denn die Schalen wurden nicht zusammengespült, sondern sind aufeinander festgewachsen. Nun wuchsen aber die Riffe beträchtlich schneller als die Schichten rundum. Sie ragen daher, obwohl sie in den Untergrund einsanken, wie echte Riffe empor, sind oft mehr als das Doppelte so dick wie die gleichaltrigen Schichten. Nach den obigen Annahmen wäre also ein Riff von 2 m Höhe 10000 Jahre alt. Mindestens dieses Alter hätte dann auch 1 m gewöhnliches Gestein. Die entsprechenden Zahlen amerikanischer Geologen schwanken zwischen 8000 und 40000 Jahren. Die Zeit des Hauptmuschelkalks würde dann fast 1 Million Jahre umfassen, die der *Semipartitus*-Schichten etwa 80000 Jahre, die der Fränkischen Grenzschichten etwa 40000 Jahre. 10000 Jahre hätte dann ungefähr der Rückzug des Meeres vom Remstal zum Murrtal gedauert, 20000 Jahre von Crailsheim bis Kirchberg oder von Gaildorf bis Hall, und nach weiteren 20000 Jahren war dann das Ende des Muschelkalkmeeres gekommen.

Nach diesen Annahmen hätten wir ein jährliches Zurückweichen des Muschelkalkmeeres um 1—2 m. Damit verlieren jene „Umwälzungen“ in alten Zeiten jenen katastrophenartigen Charakter, den man einst annahm. Wir sehen, daß sie nichts anderes sind, als was sich heute fast unmerklich an den Meeresküsten abspielt, ein langsames, zähes Ringen zwischen Land und Meer.

## Ergebnisse.

1. Es gelang, für den oberen Hauptmuschelkalk eine Reihe von Leithorizonten aufzufinden, durchgehend zu verfolgen und so eine praktisch durchführbare Gliederung in die so einförmig scheinenden Massen zu bringen.

2. Durch Aufnahme von über 400 Profilen und Vergleichung derselben konnte ein Bild des alten Muschelkalkmeeres entworfen werden. Dieses Meer zog sich von Südosten nach Nordwesten zurück, so daß die Küstenlinien kurz vor und während der Zeit der Fränkischen Grenzschichten in ein Gebiet fallen, wo der Muschelkalk unter den Keuperbergen zutage tritt.

3. Nach Südosten und Süden erfolgt eine allgemeine Schichtenabnahme der obersten Regionen, ein Auskeilen ganzer Schichtenkomplexe. Nach Südosten ist die Gesamtabnahme am stärksten.

4. Die bisher in der germanischen Trias unbekannten Sphärocodien wurden in über 100 Aufschlüssen durchgehend nachgewiesen, und zwar am schönsten in Küstennähe. Die tieferen Vorkommen beschränken sich auf den Südosten des Gebiets (größte Küstennähe).

5. Oolithe haben im oberen Hauptmuschelkalk eine sehr große Verbreitung (besonders in Küstennähe) und scheinen zum Teil mit den Dolomitvorkommen in Zusammenhang zu stehen.

6. Glaukonit wurde in allen Grenzaufschlüssen nachgewiesen. Er kommt aber auch in der unteren Lettenkohle und im Lettenkohlensandstein vor, ebenso wie tiefer im Hauptmuschelkalk, letzteres besonders in Küstennähe, am Westhange der Barre von Gammesfeld.

7. Aufarbeitung des Untergrundes zeigt das Grenzbonebed nur in Küstennähe. Der Sandreichtum der höchsten Schichten nimmt nach Südosten zu; hier hat sich auch der Lettenkohlensandstein am tiefsten eingeschnitten.

8. Küstennah treten Kalke, Kornsteine und Dolomite an die Stelle von Ton und Mergel. Ton- und Mergellagen geben gute Leithorizonte; Muschelbänke wechseln rasch. Dicke einheitliche, einförmige Bänke, Kornsteine und massige Dolomitquader bedingen lokal ein Anschwellen einiger Schichtgruppen; Tonlagen und dünne Wulstkalke sind viel konstanter.

9. Die Gekrösekalke entstanden vor völliger Erhärtung der Schichten, vor der Ueberlagerung durch andere Schichten, wahrscheinlich durch Gleitfaltung, durch Rutschungen.

10. Eine Reihe von Faciesgebieten wurden abgegrenzt: die ziemlich einheitliche Tonfacies des Beckeninnern, die ganz allmählich (der Küste zu) in die etwas kalkreichere Kochendorfer Facies oder in die Uffenheimer Facies übergeht. Nach Süden und Südosten wird nahezu aller Ton der Kochendorfer Facies durch Kalk oder Dolomit ersetzt: Kalkfacies im Fränkischen, Dolomitfacies besonders in Schwaben. Letztere ist reines Flachmeergebiet. Um die Barre von Gammesfeld legt sich konzentrisch das Gebiet des *Trigonodus*-Kalks, der Quader- oder Muschelriffkalke. Die Barre von Gammesfeld erzeugte zwei Buchten im Muschelkalkmeer, die Kocher-Jagst-Bucht und die Rothenburger Bucht, Plätze reichen Wirbeltierlebens.

11. Der *Trigonodus*-Kalk Frankens fällt in alle möglichen Horizonte zwischen Glaukonitkalk und oberem *Nodosus*-Kalk (je einschließlich). „Crailsheimer *Trigonodus*-Dolomit“ und „Vitriolschiefer“ gehören in die Lettenkohle und sind nicht mit Glaukonitkalk bzw. echtem *Trigonodus*-Dolomit oder mit dem Bairdienton in Parallele zu bringen.

Der echte *Trigonodus*-Dolomit Schwabens ist eine facielle Vertretung der Region der Hauptterebratelbank, der unteren Terebratelschichten und des Gervillienkalks. Nach Süden schwillt er auf Kosten der unter der Hauptterebratelbank liegenden Schichten an. Er tritt flächenhaft auf, und sein Dolomitgehalt stammt aus der Muschelkalkzeit (nicht Dolomitisierung durch Tagwässer).

12. Leitfossilien haben im Muschelkalk nur beschränkten Wert. Die Ceratiten sind keine strengen Leitfossilien; sie sind absolut unpraktisch, denn sie ziehen den Ton dem Kalk und Dolomit vor und sind daher lokal sehr selten. „Man darf Einzelfunde nicht mehr als ausschlaggebend betrachten."

*Trigonodus Sandbergeri* ist nicht auf die höchsten Schichten beschränkt, sondern kommt bis in den Gervillienkalk hinab, zum Teil noch unter dem „*Trigonodus*-Dolomit" vor. Dasselbe gilt für *Myophoria Goldfussi*, welche zudem küstennahe Gebiete (besonders den Dolomit) bevorzugt. Austern und Terebrateln treten gesteinbildend in Riffen auf. Besonders die Austern bilden bis 1,8 m hohe und bis 2,5 m breite Riffe. Dazu besiedeln sie alle möglichen Muschelkalkfossilien.

13. Zur genauen Abgrenzung der Schichtengruppen waren in erster Linie petrographische Merkmale ausschlaggebend; sie ermöglichten dann auch das Auffinden der paläontologischen Leithorizonte. Eine neue, allerdings sehr mühsame Arbeitsmethode war notwendig. Die Schichten mußten von Aufschluß zu Aufschluß miteinander verglichen werden. Durch genaue Beachtung des Maßverhältnisses und der allmählichen Habitusänderung der Gesteine, der Lage der Schichten zueinander sowie der Lebensgemeinschaft der Fossilien gelang es, auch da Klarheit zu schaffen, wo der rasche Facieswechsel auch einen Wechsel der Fauna bedingte.

14. Die Gesteine des Muschelkalks entsprechen den hemipelagischen Sedimenten (nach Krümmel): Kalkschlick, Blauschlamm, Grünschlamm und Grünsand. Für das fränkische Muschelkalkmeer haben wir Tiefen von 0—500 m anzusetzen.

15. Der Sandstein der Lettenkohle ist in Erosionsfurchen abgelagert und zum Teil sicher marin (Glaukonit). Bei der Lettenkohle wurde bis jetzt der terrestrisch-limnische Charaker viel zu sehr hervorgehoben; die Hauptmasse ist wohl Flachmeerbildung. Die Sandzufuhr erfolgte im obersten Muschelkalk und wohl auch in der Lettenkohle von Südosten (Bayrisches Massiv und Ries).

# Literaturverzeichnis.

Berücksichtigt werden konnte nur die vor 1. Januar 1911 erschienene Literatur.


1. Alberti, Beitrag zu einer Monographie des bunten Sandsteins, Muschelkalks und Keupers. 1834.
   — Ueberblick über die Trias. 1864.
   — Halurgische Geologie. 1852.
2. Beckenkamp, J., Ueber die geologischen Verhältnisse der Stadt und der nächsten Umgebung von Würzburg. Sitzungsber. d. phys.-med. Ges. zu Würzburg. 1907.
3. Benecke, E. W., Ueber Bairdienkalk. Neues Jahrb. 1867.
   — Ueber die Trias von Elsaß-Lothringen und Luxemburg. Abh. z. geol. Spezialkarte v. Els.-Lothr. 1877.
   — und Cohen, E., Geognostische Beschreibung der Umgegend von Heidelberg. 1881.
4. Baur, Oberamtsbeschreibungen Neckarsulm, Künzelsau, Mergentheim, Crailsheim.
5. Bach und Paulus, Begleitworte zu Blatt Besigheim.
6. Bertsch, Muschelkalk und Lettenkohle bei Hall. Württemb. Jahreshefte. 1889.
7. Carthaus, E., Mitteilungen über die Triasformation im nordöstlichen Westfalen. Diss. Würzburg 1886.
8. Dana, Manual of Geology. pag. 666.
9. Drygalski, Deutsche Südpolarexpedition.
10. Engel, Th., Geognostischer Wegweiser durch Württemberg.
11. Endriss, K., Geologie des Randecker Maars. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1889.
12. Fischer, H., Beitrag zur Kenntnis der unterfränkischen Triasgesteine. Diss. Würzburg. 1909.
13. Fraas, E., Begleitworte zu Besigheim, Neckarsulm, Kirchberg etc.
   — Ueber die natürliche Stellung und Begrenzung der Lettenkohle in Württemberg. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1892.
   — Die Bildung der germanischen Trias. Württ. Jahreshefte. 1899.
   — Die Triaszeit in Schwaben. Ravensburg. 1900.
   — Die Labyrinthodonten der schwäbischen Trias. 1889/1890. Palaeontographica.
   — Oberamtsbeschreibung Heilbronn.
14. Fraas, O., Ueber Grenzlinien in der Trias. Württ. Jahreshefte. 1889.
15. Fuchs, Th., Ueber eigentümliche Störungen in den Tertiärbildungen des Wiener Beckens und über eine selbständige Bewegung loser Terrainmassen. Jahrb. d. k. k. Reichsanst. 1872.
   — Ueber die Kräfte, durch welche die Meeressedimente von der Küste gegen die Tiefe zu bewegt werden. Verh. d. k. k. Reichsanst. 1877. pag. 225.
16. Gümbel, A., Geologie von Bayern.
   — Bavaria. Bd. 4. Heft 1.
   — Geognostische Beschreibung der Fränkischen Alb. 1891.
   — Ueber die Natur und Bildungsweise des Glaukonits. 1886.
17. Haushofer, H., Ueber die Zusammensetzung des Glaukonits. Journ. f. prakt. Chem. Bd. 97. 1866.
18. Hilger, A., Chemische Zusammensetzung der Gesteine der Würzburger Trias. Mitteil. a. d. pharmaz. Institut. Erlangen. 1889.
19. Koken, E., Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Umgegend von Kochendorf. 1900.
   — Ueber die Gekrösekalke des obersten Muschelkalks am unteren Neckar. Centralbl. f. Min. Geol. u. Pal. 1902.
20. Krümmel, O., Ozeanographie.
21. Küppers, E., Physikalische und mineralogisch-geologische Untersuchung von Bodenproben aus Ost- und Nordsee. Wiss. Meeresunters. d. Kieler Kommission. Bd. 10. 1908.
22. Murray, John, und Philippi, E., Die Grundproben der deutschen Tiefsee-Expedition. 1908.
   — and Renard, E., Report on Deep-Sea Deposits. Report of the scientific results of the voyage of H. M. S. Challenger. 1891. Ref. Futterer, Neues Jahrbuch f. Min. Geol. u. Pal. 1893. Bd. 2.
23. Platz, Ph., Die Triasbildungen des Taubertals. Verh. d. nat. Vereins in Karlsruhe. 1869.
   — Geologisches Profil der Kraichgaubahn. 1881.

24. Paulus, Begleitworte zu Blatt Besigheim.
25. Philippi, E., Die Fauna des unteren *Trigonodus*-Dolomits vom Hühnerfeld bei Schwieberdingen. Württ. Jahresh. 1898.
— Die Ceratiten des oberen deutschen Muschelkalks. 1901.
— Kontinentale Trias. Lethaea geogn. Mesozoicum. Bd. 1. Lfg. 1. 1903.
— Ueber Dolomitbildung und chemische Ausscheidung von Kalk im heutigen Meere. Neues Jahrb. 1907.
— Ueber das Problem der Schichtung und über Schichtbildung. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1908.
— Die Grundproben der deutschen Tiefsee-Expedition. 1908.
26. Quenstedt, Epochen der Natur.
— Begleitworte zu Blatt Löwenstein und Hall.
27. Regelmann, C., Trigonometrische Höhenbestimmungen. 1871. 1880.
28. Reis, O. M., Der mittlere und untere Muschelkalk im Bereich der Tiefbohrungen in Franken. Geogn. Jahreshefte. Bd. 14. 1901.
29. Reyer, E., Theoretische Geologie. 1888.
— Geologische Prinzipienfragen. 1907.
— Ursachen der Deformationen und der Gebirgsbildung. 1892.
— Geologische und geographische Experimente. 1892.
30. Sandberger, F., Beobachtungen in der Würzburger Trias. Würzb. nat. Zeitschr. Bd. 5. 1864.
— Die Gliederung der Würzburger Trias und ihrer Aequivalente. Ebenda. Bd. 6. 1866.
— Die Triasformation im mittleren Maingebiet. Gemeinnützige Wochenschr. Würzburg 1882.
— Die Lagerung der Muschelkalk- und Lettenkohlengruppe in Unterfranken. Verh. d. phys.-med. Ges. Würzb. 1893.
— Uebersicht über die Versteinerungen der Triasformation Unterfrankens. Ebenda. 1890.
31. Sauer, A., Erläuterungen zu Blatt Neckargemünd.
32. Schalch, F., Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Baden, Blatt Mosbach, Rappenau.
— Die Gliederung des oberen Buntsandsteins, Muschelkalks etc. auf Sektion Mosbach und Rappenau. Mitteil. d. Gr. bad. geol. Landesanst. 1892.
33. Schnarrenberger, Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Baden, Blatt Weingarten, Bretten.
34. Steinmann, Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Baden, Blatt Ehrenstetten.
35. Stettner, G., Ein Profil durch den Hauptmuschelkalk bei Vaihingen a. d. Enz. Württ. Jahreshefte. 1898.
— Beiträge zur Kenntnis des oberen Hauptmuschelkalks von Kochendorf. Ebenda. 1905.
36. Stur, D., Muschelkalk von Rothenburg. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. Verh. 1865.
37. Schmidt, Martin, Begleitworte zu Blatt Nagold.
38. Thürach, H., Beiträge zur Kenntnis des Keupers in Süddeutschland. Geognost. Jahreshefte. Bd. 13. 1900.
— Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Baden, Blatt Sinsheim, Odenheim, Bruchsal.
39. Thoulet, M. J., Sur l'inclination des Talus de Matières meubles. Comptes Rendus. Paris 1902. Vol. 134.
40. Wagner, R., Beitrag zur genaueren Kenntnis des Muschelkalks bei Jena. Abhandl. d. K. Preuß. geol. Landesanst. 1897.
41. Walther, J., Einleitung in die Geologie. 1893/94.
42. de Windt, Jan, und Berwerth, F., Untersuchungen von Grundproben des östlichen Mittelmeeres. 1904.
43. Zelger, K., Geognostische Wanderungen im Gebiete der Trias Frankens. 1867.
— Ueber Stylolithen. Neues Jahrb. f. Min. Geol. u. Pal. 1870.
44. Zeller, F., Beiträge zur Kenntnis der Lettenkohle und des Keupers in Schwaben. Neues Jahrb. f. Min. Geol. u. Pal. Beil.-Bd. 25. 1907.

# Inhalt.


| | Seite |
|---|---|
| Einleitung | 3 [275] |
| **I. Stratigraphie** | 7 [279] |
| Uebersicht über den Hauptmuschelkalk | 7 [279] |
| Leithorizonte und Leitfossilien | 8 [280] |
| Ceratiten als Leitfossilien | 10 [282] |
| Leithorizonte | 12 [284] |
| **a) Facies-Gebiete** | 15 [287] |
| 1. Kochendorfer Facies | 16 [288] |
| Untere Lettenkohle | 18 [290] |
| *Semipartitus*-Schichten | 19 [291] |
| Fränkische Grenzschichten | 19 [291] |
| Glaukonitkalk = Bairdienkalk | 19 [291] |
| Bairdienletten | 21 [293] |
| Terebratelschichten | 22 [294] |
| Hauptterebratelbank | 24 [296] |
| *Nodosus*-Kalk | 25 [297] |
| *Intermedius*- oder Gervillienkalk | 25 [297] |
| *Nodosus*-Platten | 27 [299] |
| Profile und Tabellen | 28 [300] |
| 2. Kalk- und Dolomitfacies | 45 [317] |
| A. Dolomitfacies | 46 [318] |
| Kraichgau | 46 [318] |
| Enz-, Neckar- und Schozachtal | 48 [320] |
| Murrgebiet | 49 [321] |
| Allgemeines über die Dolomitfacies | 50 [322] |
| Untere Lettenkohle | 50 [322] |
| *Semipartitus*-Schichten | 51 [323] |
| Fränkische Grenzschichten | 51 [323] |
| Terebratelschichten | 52 [324] |
| Hauptterebratelbank | 52 [324] |
| *Nodosus*-Kalk | 53 [325] |
| *Intermedius*- und Gervillienkalk | 53 [325] |
| Profile und Tabellen | 54 [326] |

Seite

B. Kalkfacies . . . . . 68 [340]
Die Lettenkohle der Kalkfacies . . . . . 71 [343]
*Semipartitus*-Schichten . . . . . 73 [345]
Fränkische Grenzschichten . . . . . 73 [345]
Terebratelschichten . . . . . 74 [346]
Hauptterebratelbank . . . . . 76 [348]
*Nodosus*-Kalk . . . . . 77 [349]
Gervillienkalk . . . . . 77 [349]
Uebriger *Nodosus*-Kalk . . . . . 79 [351]
Trochitenkalk . . . . . 79 [351]
Profile und Tabellen . . . . . 80 [352]
3. Maingebiet . . . . . 101 [373]
Die mittlere und untere Lettenkohle . . . . . 102 [374]
Oberer Hauptmuschelkalk der Maintrias . . . . . 103 [375]
Würzburg und Umgebung . . . . . 103 [375]
I. Die Tonfacies des Beckeninnern . . . . . 107 [379]
Profile . . . . . 107 [379]
II. Das Gebiet der Quaderkalke des *Trigonodus*-Kalks . . . . . 110 [382]
Profile . . . . . 116 [388]
III. Uffenheimer Facies . . . . . 126 [398]
Profile . . . . . 128 [400]
4. Vergleichung mit dem Muschelkalk von Elsaß-Lothringen . . . . 130 [402]
**b) Stratigraphische Hauptprobleme** . . . . . 132 [404]
1. Die Grenze Muschelkalk—Lettenkohle . . . . . 132 [404]
2. *Trigonodus*-Dolomit—*Trigonodus*-Kalk . . . . . 137 [409]
3. Mächtigkeitsschwankungen . . . . . 139 [411]
**II. Bildungsgeschichte** . . . . . 142 [414]
Bonebed . . . . . 142 [414]
Glaukonit . . . . . 145 [417]
Ton und Kalk . . . . . 147 [419]
Bairdienton . . . . . 147 [419]
Blau- und Riffkalke . . . . . 150 [422]
Dolomite . . . . . 152 [424]
Sphärocodien und Oolithe . . . . . 153 [425]
Sand und Lettenkohlensandstein . . . . . 154 [426]
Gekrösekalke und Septarien . . . . . 155 [427]
Mineralien . . . . . 165 [437]
Fauna . . . . . 166 [438]
Vom Muschelkalkmeer . . . . . 170 [442]
Ergebnisse . . . . . 175 [447]
Literaturverzeichnis . . . . . 177 [449]

Frommannsche Buchdruckerei (Hermann Pohle) in Jena — 4329

# Erklärung der Tafel I [XX]

(Georg Wagner, Oberer Hauptmuschelkalk und untere Lettenkohle in Franken.)

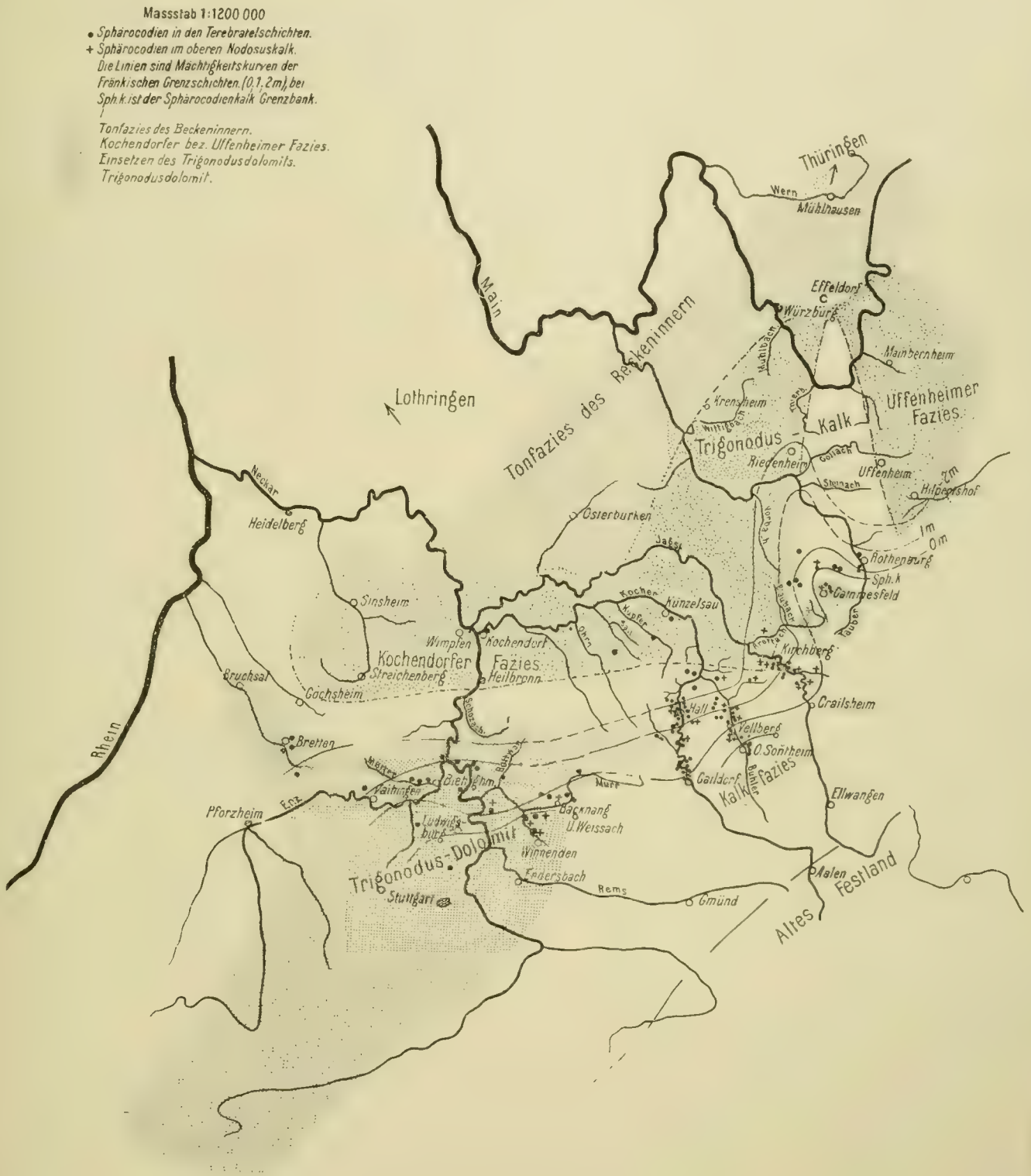
Uebersichtskarte der wichtigsten Aufschlüsse. Die verschiedene Stellung der Hämmer deutet die Zugehörigkeit zu den betreffenden Faciesgebieten an. In der gestrichelten Linie (0 m-Linie) keilen die Fränkischen Grenzschichten aus.

Kochendorfer Fazies
Tonfazies des Beckeninnern bes. Uffenheimer Tonfazies
Trigonodusdolomit, Mainbausteine
Kalk- u. Dolomitfazies
Übergangsaufschlüsse
Würzburg
Karlstadt
Marktheidenfeld
Lohr
Gemünden
Arnstein
Thüngen
Hammelburg
Bad Brückenau
Bad Kissingen
Bad Neustadt
Mellrichstadt
Meiningen
Hildburghausen
Coburg
Lichtenfels
Bamberg
Forchheim
Ebermannstadt
Gräfenberg
Nürnberg
Fürth
Erlangen
Herzogenaurach
Neustadt a. Aisch
Uffenheim
Rothenburg
Ansbach
Dinkelsbühl
Feuchtwangen
Crailsheim
Gaildorf
Schwäbisch Hall
Künzelsau
Mergentheim
Bad Mergentheim
Tauberbischofsheim
Boxberg
Adelsheim
Buchen
Walldürn
Miltenberg
Aschaffenburg
Obernburg
Amorbach
Elsenfeld
Erbach
Michelstadt
Eberbach
Neckargemünd
Heidelberg
Mannheim
Ludwigshafen
Frankenthal
Worms
Bad Dürkheim
Neustadt a. d. Haardt
Landau
Germersheim
Speyer
Schwetzingen
Weinheim
Bensheim
Darmstadt
Groß-Gerau
Hanau
Offenbach
Frankfurt a. M.
Höchst
Bad Homburg
Usingen
Wetzlar
Gießen
Butzbach
Friedberg
Bad Nauheim
Büdingen
Gelnhausen
Schlüchtern
Fulda
Hünfeld
Bad Hersfeld
Rotenburg
Eschwege
Witzenhausen
Kassel
Hofgeismar
Warburg
Brilon
Arnsberg
Meschede
Olpe
Siegen
Hachenburg
Altenkirchen
Neuwied
Koblenz
Andernach
Mayen
Bad Neuenahr
Ahrweiler
Euskirchen
Bonn
Siegburg
Gummersbach
Wipperfürth
Lennep
Remscheid
Solingen
Elberfeld
Barmen
Hagen
Iserlohn
Altena
Lüdenscheid
Plettenberg
Attendorn
Bad Berleburg
Hilchenbach
Kreuztal
Dillenburg
Herborn
Wetzlar
Limburg
Diez
Nassau
Bad Ems
Montabaur
Bad Honnef
Königswinter
Bad Godesberg
Rheinbach
Mechernich
Schleiden
Gemünd
Monschau
Aachen
Eschweiler
Düren
Jülich
Bergheim
Erftstadt
Brühl
Hürth
Köln
Leverkusen
Opladen
Mülheim
Duisburg
Ruhrort
Essen
Bochum
Dortmund
Hamm
Unna
Soest
Lippstadt
Paderborn
Detmold
Bielefeld
Gütersloh
Rheda
Wiedenbrück
Rheine
Lingen
Meppen
Papenburg
Leer
Emden
Norden
Aurich
Wittmund
Jever
Wilhelmshaven
Oldenburg
Delmenhorst
Bremen
Verden
Soltau
Celle
Uelzen
Lüneburg
Winsen
Harburg
Stade
Cuxhaven
Buxtehude
Hamburg
Bergedorf
Geesthacht
Ratzeburg
Mölln
Lübeck
Travemünde
Neustadt i. Holstein
Oldenburg i. Holstein
Eutin
Plön
Kiel
Neumünster
Rendsburg
Schleswig
Flensburg
Husum
Tondern
Sylt
Amrum
Föhr
Helgoland
Eckernförde
Apenrade
Hadersleben
Sonderburg
Alsen
Fehmarn
Heiligenhafen
Oldenburg i. Holstein
Grömitz
Neustadt i. Holstein
Timmendorfer Strand
Travemünde
Lübeck
Ratzeburg
Mölln
Geesthacht
Bergedorf
Hamburg
Buxtehude
Stade
Cuxhaven
Harburg
Winsen
Lüneburg
Uelzen
Celle
Soltau
Verden
Bremen
Delmenhorst
Oldenburg
Wilhelmshaven
Jever
Wittmund
Aurich
Norden
Emden
Leer
Papenburg
Meppen
Lingen
Rheine
Wiedenbrück
Rheda
Gütersloh
Bielefeld
Detmold
Paderborn
Lippstadt
Soest
Unna
Hamm
Dortmund
Bochum
Essen
Ruhrort
Duisburg
Mülheim
Opladen
Leverkusen
Köln
Brühl
Erftstadt
Bergheim
Jülich
Düren
Eschweiler
Aachen
Monschau
Gemünd
Schleiden
Mechernich
Rheinbach
Bad Godesberg
Königswinter
Bad Honnef
Montabaur
Bad Ems
Nassau
Diez
Limburg
Wetzlar
Herborn
Dillenburg
Kreuztal
Hilchenbach
Bad Berleburg
Attendorn
Olpe
Siegen
Hachenburg
Altenkirchen
Neuwied
Koblenz
Andernach
Mayen
Bad Neuenahr
Ahrweiler
Euskirchen
Bonn
Siegburg
Gummersbach
Wipperfürth
Lennep
Remscheid
Solingen
Elberfeld
Barmen
Hagen
Iserlohn
Altena
Lüdenscheid
Plettenberg
Arnsberg
Meschede
Brilon
Warburg
Hofgeismar
Kassel
Witzenhausen
Eschwege
Rotenburg
Bad Hersfeld
Hünfeld
Fulda
Schlüchtern
Gelnhausen
Büdingen
Bad Nauheim
Friedberg
Butzbach
Gießen

# Erklärung der Tafel II [XXI].

(Georg Wagner, Oberer Hauptmuschelkalk und untere Lettenkohle in Franken.)

Uebersichtskarte der Faciesgebiete (vgl. S. 15 [287]). Die Tonfacies des Beckeninnern setzt sich nach Lothringen und Hessen—Thüringen fort. Die Vorkommen der Sphärocodien sind eingetragen.




Geol. u. Palaeont. Abhandlungen

N. F. Band XII (der ganzen Reihe XVI) Taf. XXI.

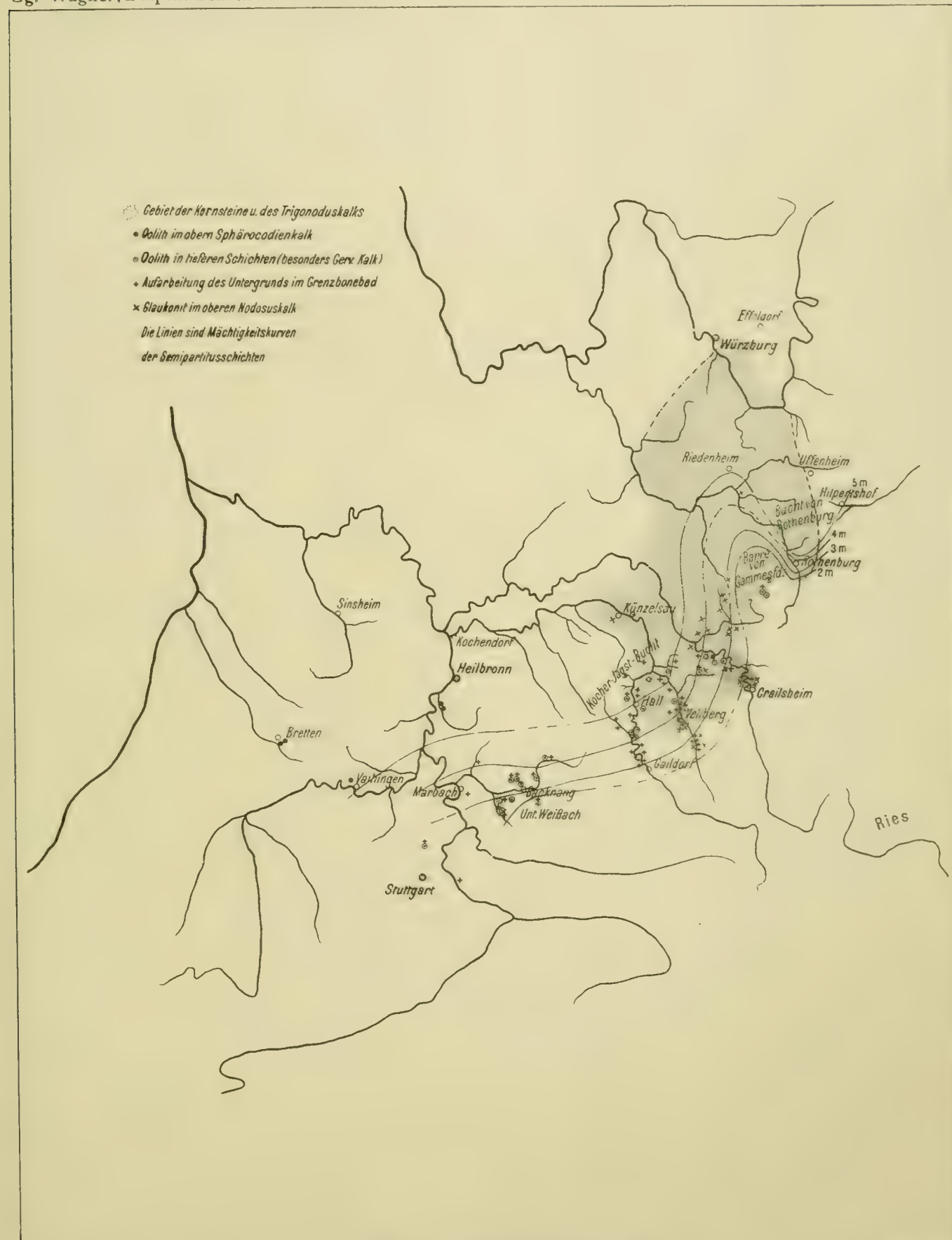
Verlag von Gustav Fischer in Jena.

Lith. Anst. F. Weise Jena

# Erklärung der Tafel III [XXII].

(Georg Wagner, Oberer Hauptmuschelkalk und untere Lettenkohle in Franken.)

Verbreitungsgebiet des *Trigonodus*-Kalks und der Kornsteine.
Mächtigkeitskurven der *Semipartitus*-Schichten.
Verbreitung von Glaukonit im *Nodosus*-Kalk, von Oolith und aufgewühltem Untergrund.




Geol. u. Palaeont. Abhandlungen
N. F. Band XII (der ganzen Reihe XVI) Taf. XXII.
Verlag von Gustav Fischer in Jena.
Lith. Anst. P. Weise

# Erklärung der Tafel IV [XXIII]

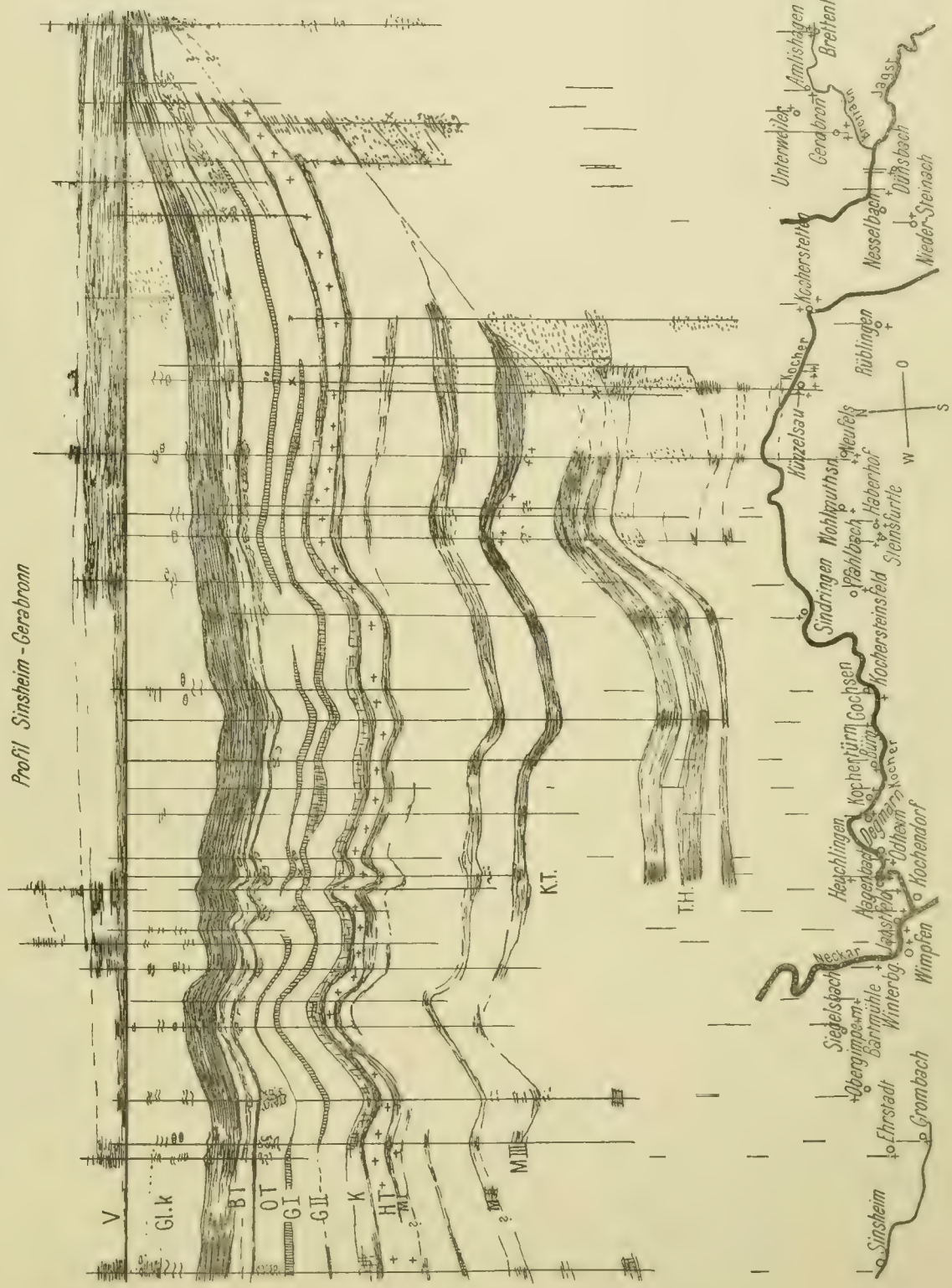
(Georg Wagner, Oberer Hauptmuschelkalk und untere Lettenkohle in Franken.)

Bei der Herstellung der Längsprofile wurde die Grenze Muschelkalk—Lettenkohle als horizontal (nicht gegen die Küste ansteigend) angenommen. Wie weit die Profile Konstruktion, wie weit sie Beobachtung sind, geht aus den senkrechten Linien hervor, die nur so weit eingezeichnet sind, als die Schichten anstehend beobachtet wurden. Stehende Kreuze bedeuten Terebrateln (nur teilweise eingezeichnet), liegende dagegen Glaukonit, Kreise zeigen Sphärocodien, senkrechte Schraffur Dolomitgehalt an. Sandstein ist punktiert, Kornstein und Muschelquader sind durch Schalenquerschnitte gekennzeichnet. Ueber die Abkürzungen vgl. S. 9 [281].

Liegen die Profile alle in einer geraden Linie, so ist das Kartenbild einfach der Grundriß für das Längsprofil. Weichen jedoch einzelne zu stark davon ab, so müssen sie durch Drehung an den richtigen Platz gebracht werden. Ein mehr östlich gelegenes Profil ist z. B. weiter südlich einzureihen (z. B. Gelbingen im Kocherprofil). Denn nach Süden und Osten erfolgt die Schichtenabnahme.

### Das Profil Sinsheim-Gerabronn.

Das Profil Sinsheim – Gerabronn (Höhe 1 : 200, Länge 1 : 400 000), zeigt einen Durchschnitt durch die Kochendorfer Facies mit dem stärksten Tongehalt am unteren Kocher (Kochertürn—Kochersteinsfeld). Die Ursache ist die Nähe der Tonfacies des Beckeninnern. Nach Osten setzt das Auskeilen ein. Daher steigen dorthin alle Schichten an.



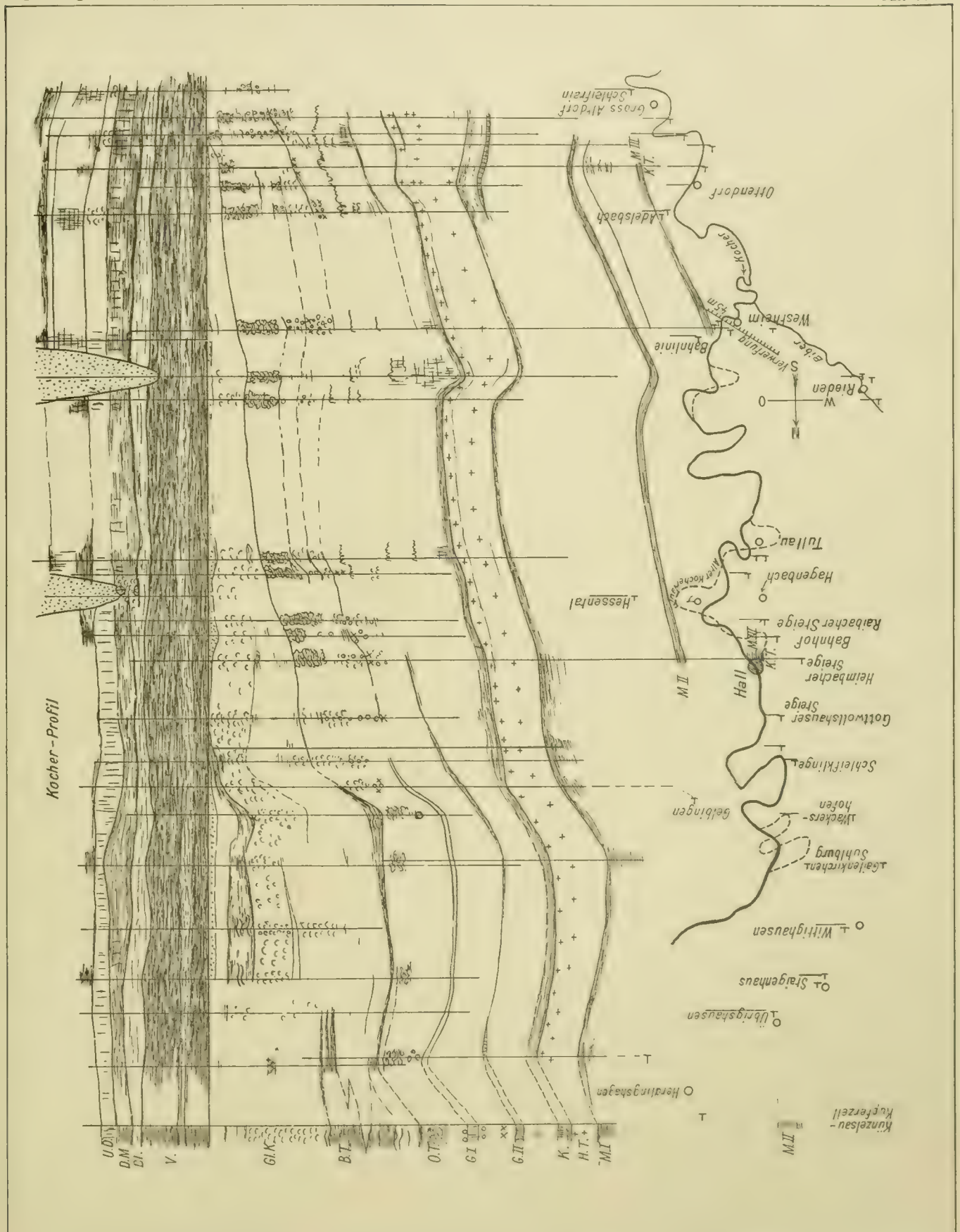

Geol. u. Palaeont. Abhandlungen
N. F. Band XII (der ganzen Reihe XVI) Taf. XXIII.
Verlag von Gustav Fischer in Jena.
Lith. Anst. P. Weise, Jena.

# Erklärung der Tafel V [XXIV].

(Georg Wagner, Oberer Hauptmuschelkalk und untere Lettenkohle in Franken.)

**Das Kocherprofil.**

Das Kocherprofil (Höhe 1 : 100, Länge 1 : 100 000) schließt bei Herdtlingshagen an das vorige Profil an. Doch ist zum Vergleich ein kombiniertes Profil Künzelsau—Kupferzell noch angesetzt (allerdings verhältnismäßig viel zu nah). Die Profile zeigen fast alle die untere Lettenkohle, besonders die Erosion des Lettenkohlensandsteins (Hessental, Rieden). Auch einige alte Kocherschlingen und die 45 m hohe Verwerfung von Westheim sind eingezeichnet.



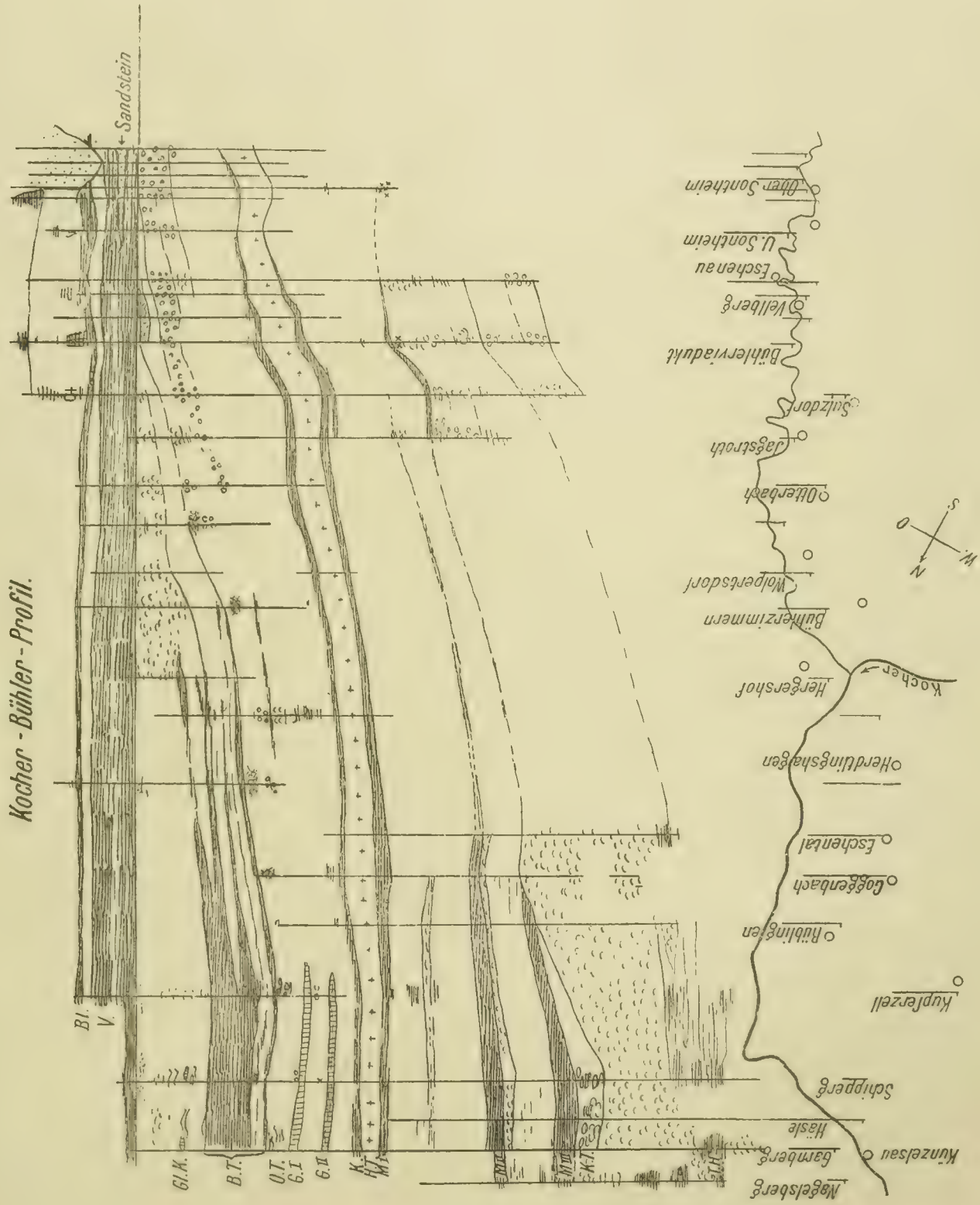

Geol. u. Palaeont. Abhandlungen
N. F. Band XII (der ganzen Reihe XVI) Taf. XXIV.
Verlag von Gustav Fischer in Jena.
Lith. Anst. P. Weise, Jena.

# Erklärung der Tafel VI [XXV].

(Georg Wagner, Oberer Hauptmuschelkalk und untere Lettenkohle in Franken.)

**Das Kocher-Bühler-Profil.**

Das Kocher-Bühler-Profil (Höhe etwa 1 : 175, Länge 1 : 175 000) veranschaulicht das Auskeilen der Schichten über dem Sphärocodienkalk, den Uebergang von Ton in Kalk, die Lagerung der Kornsteine. Vom Ries her keilt ein Sandstein in die Vitriolschiefer ein, und bei Obersontheim hat sich der Lettenkohlensandstein bis zu den Vitriolschiefern herab eingefressen.



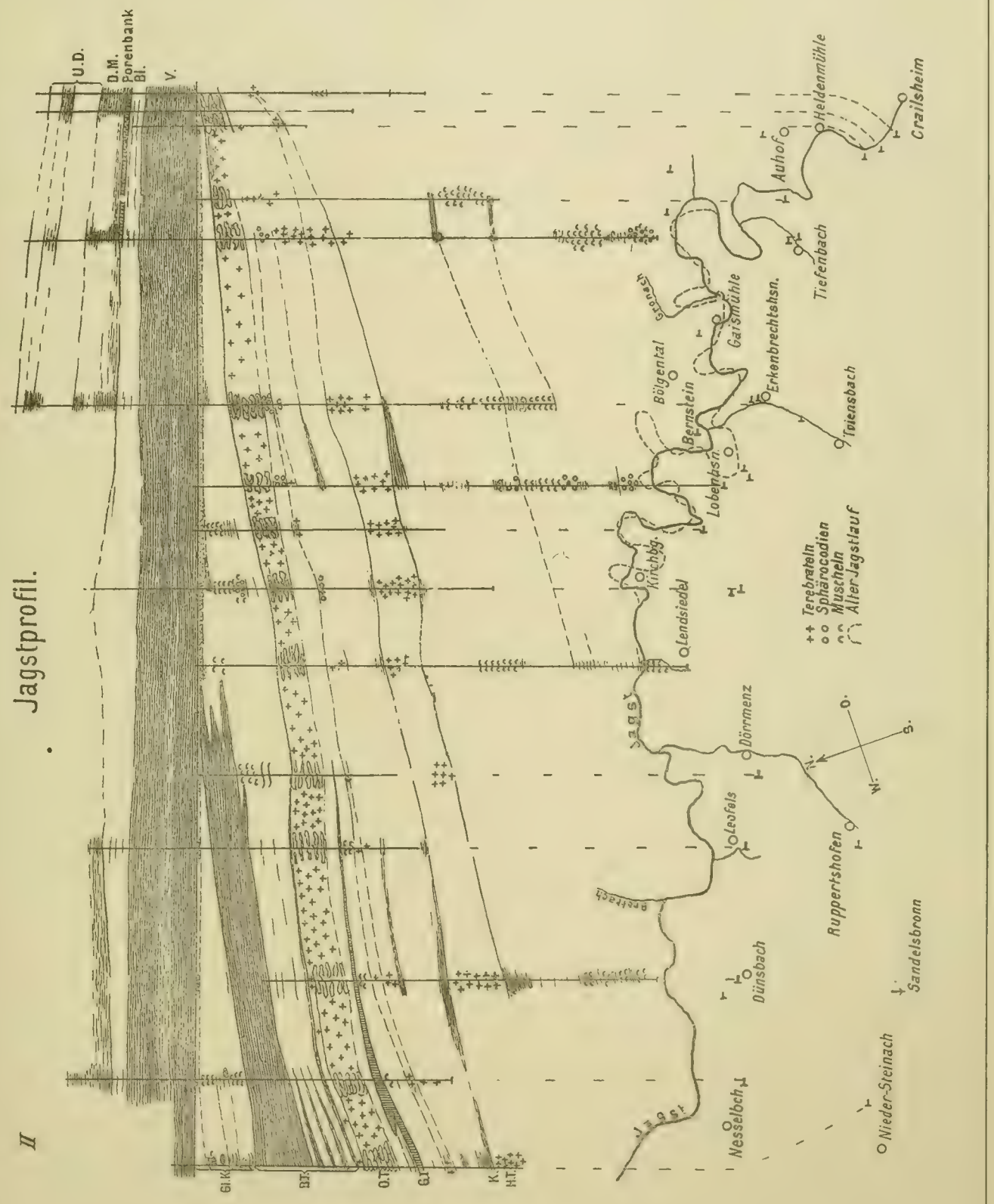

Geol. u. Palaeont. Abhandlungen
N. F. Band XII (der ganzen Reihe XVI ) Taf. XXV.
Verlag von Gustav Fischer in Jena

# Erklärung der Tafel VII [XXVI].

(Georg Wagner, Oberer Hauptmuschelkalk und untere Lettenkohle in Franken.)

**Das Jagstprofil.**

Das Jagstprofil (Höhe 1 : 100, Länge 1 : 100 000) setzt bei Nieder-Steinach—Dünsbach an das Profil Sinsheim—Gerabronn (Taf. IV [XXIII]) an. Es zeigt das Auskeilen des Glaukonitkalks bei Lendsiedel, der Fränkischen Grenzschichten bei Crailsheim, den Uebergang von Bairdienton in Kalk bei Dörrmenz—Lendsiedel. Auf der Karte ist auch der alte Jagstlauf eingezeichnet.




Geol. u. Palaeont. Abhandlungen
N. F. Band XII (der ganzen Reihe XVI ) Taf. XXVI.
Verlag von Gustav Fischer in Jena.

Lith. Anst. P. Weise, Jena.

# Erklärung der Tafeln VIII [XXVII] und IX [XXVIII].

(Georg Wagner, Oberer Hauptmuschelkalk und untere Lettenkohle in Franken.)

Fig. 1. Gekrösekalkwelle vom Winterberg bei Wimpfen, 20 cm hoch. Die Welle ist vorn mehr oder weniger kreisförmig, hinten dagegen auf der Innenseite mehr spitz zulaufend. Darunter liegt eine überfaltete Welle aus dem Wellenkalk von Niedernhall, oben mit einem gelb ausgefüllten Sprung.

Fig. 2. Gekrösekalk von Wimpfen. Mehrere Wellen zusammengestellt. Rechts stoßen 2 Kalkzungen zusammen. $^1/_{10}$ nat. Gr.

Fig. 3. Gekrösekalk von Wimpfen (Anschliff). Vgl. Textabb. 24 S. 159 [431]. Verknetung von Blaukalk und gelbem dolomitischem Mergelkalk. Fig. 3—5, 7—16 etwas verkleinert, bis $^2/_3$ nat. Gr.

Fig. 4. Septarie vom Winterberg bei Wimpfen im Anschliff. Die mit Kalkspat ausgefüllten Risse treten deutlich hervor. Unten ist noch die fluidale Struktur des umgebenden Gesteins zu erkennen.

Fig. 5. Septarien. Ein zwischen 2 Spalten liegendes prismatisches Stück einer Septarie von Streichenberg ist ganz überzogen von Kalkspatkristallen. Rechts eine Septarie von Rothof bei Effeldorf mit Stylolithen im Anschliff. (Der Stylolithenzug wurde nachgezeichnet.)

Fig. 6. Aufarbeitung des Untergrundes, Pseudokonglomeratstruktur des Bonebeds von Ellenweiler. Unten der dunkle Kalk, einzelne Fetzen davon lösen sich gerade ab und kommen in das hellere (braune) Bonebed. Nat. Gr.

Fig. 7. Pseudokonglomeratstruktur des Bonebeds von Ellenweiler, große Stücke dunklen Kalks im helleren Bonebed. Die „Gerölle“ sind nicht gerundet!

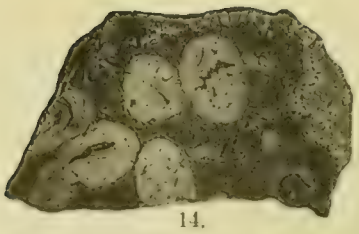
Fig. 8 u. 9. *Sphaerocodium Kokeni* von Eschenau, angewitterter Sphärocodienkalk. Die Sphärocodien treten hier gesteinbildend auf. Konzentrische Struktur.

Fig. 10. Desgl. Die Sphärocodien überziehen Muschelschalen und Bonebedreste (bei × ein Zahn von *Acrodus*, umsponnen von Sphärocodien).

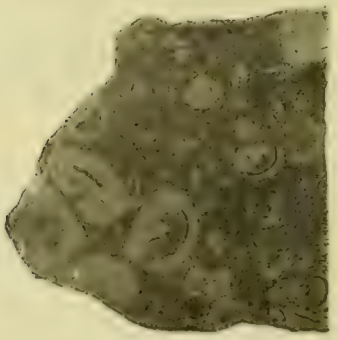
Fig. 11—16. Sphärocodien von Vellberg im Anschliff. Konzentrische Struktur. Kugel-, Pilz-, Kappen-, Scheibenformen. Umkrustung von Muschelschalen und Sedimentstücken.

Fig. 17. *Pecten laevigatus* (flache Schale) von Westheim bei Hall, besiedelt von Austern. Nat. Größe = 12 × 13 cm.

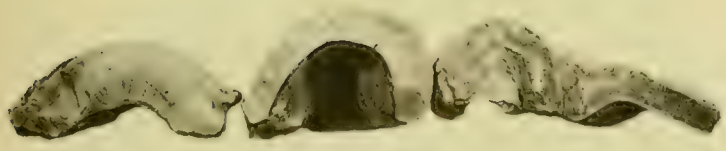
1.



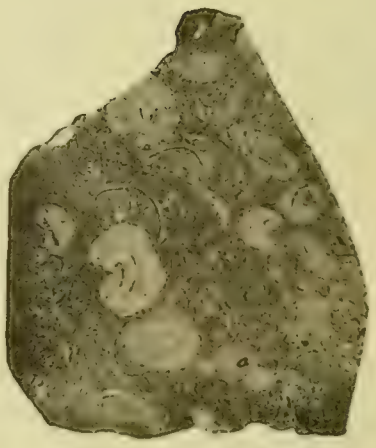
14.



15.

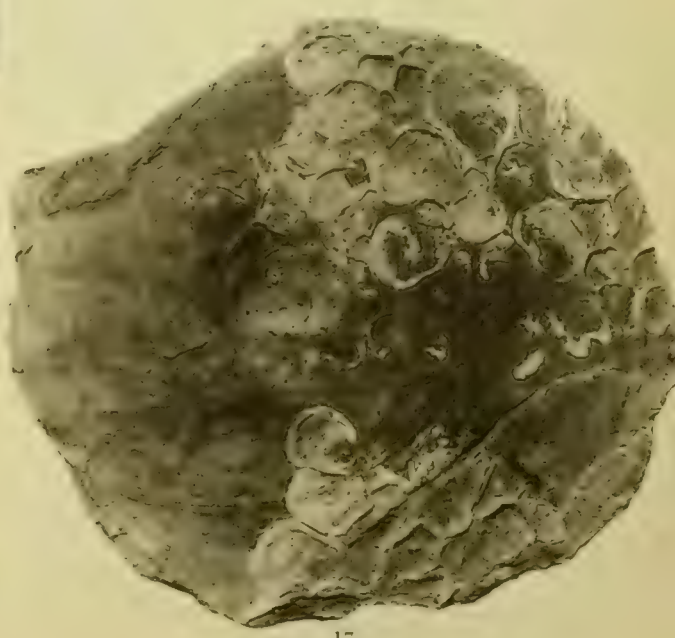


2.

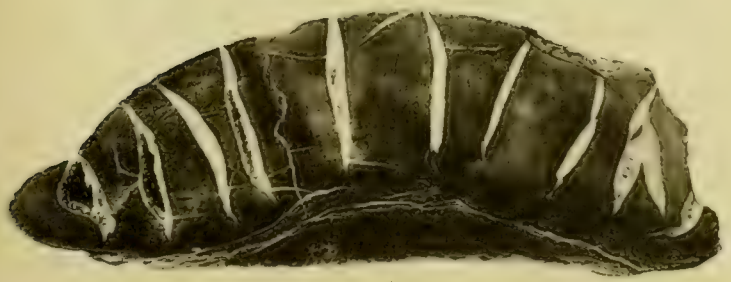


16.

3.



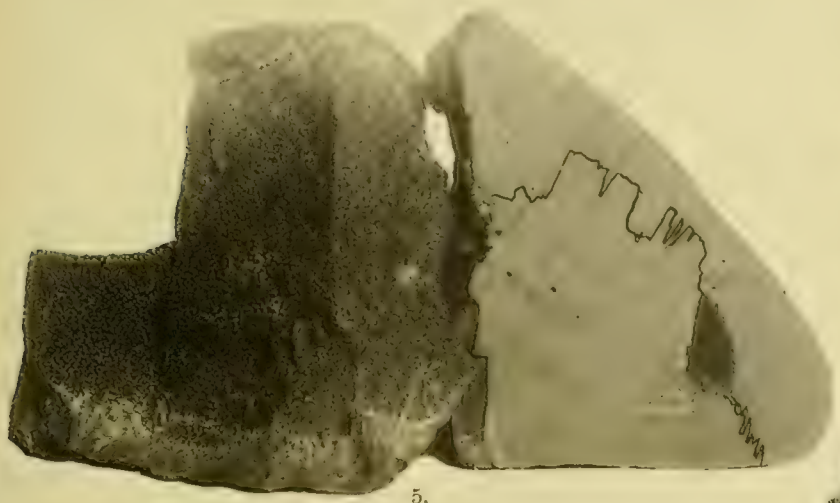
17.



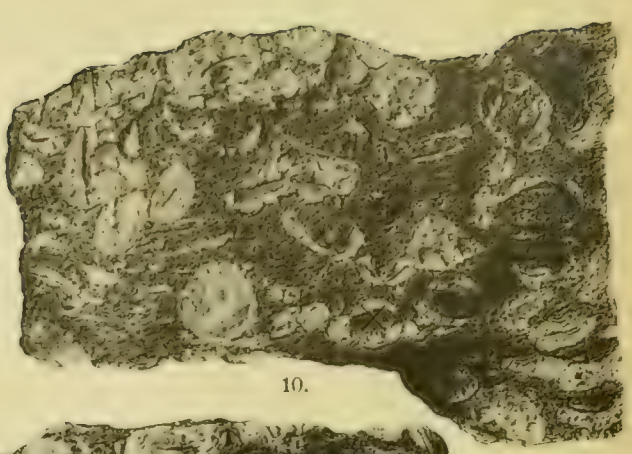
4.

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart

Geolog. u. Palaeont. Abhandlungen
N. F. Band XII (der ganzen Reihe XVI). Taf. XXVII.
Verlag von Gustav Fischer in Jena.



5.

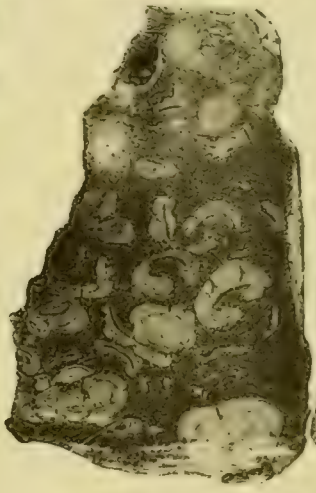


10.

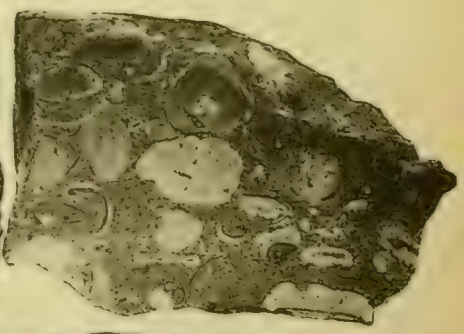
9.

6.

7.

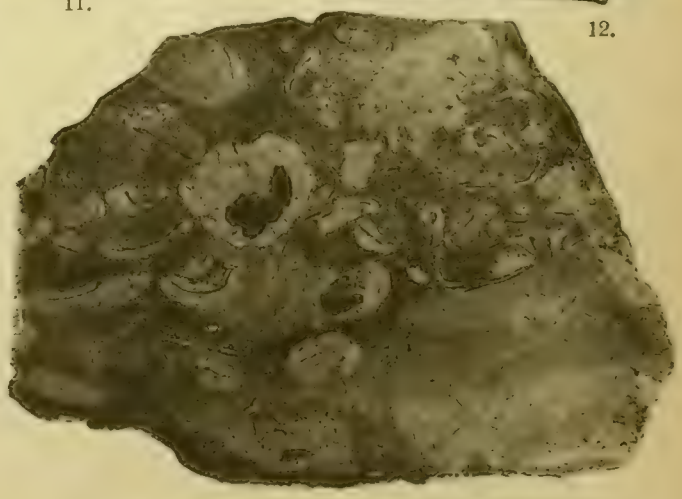


11.



12.

8.



13.

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.

GEOLOGISCHE UND PALÆONTOLOGISCHE ABHANDLUNGEN

HERAUSGEGEBEN VON

J. F. POMPECKJ UND FR. FREIH. VON HUENE

NEUE FOLGE, BAND 12. (DER GANZEN REIHE BAND 16.) HEFT 4/5

# DIE SÄUGETIERE DES ÄLTEREN QUARTÄRS VON MITTELEUROPA

## MIT BESONDERER BERÜCKSICHTIGUNG DER FAUNA VON HUNDSHEIM UND DEUTSCHALTENBURG IN NIEDERÖSTERREICH

### NEBST BEMERKUNGEN ÜBER VERWANDTE FORMEN ANDERER FUNDORTE

VON

WILHELM FREUDENBERG

IN GÖTTINGEN

MIT 20 TAFELN UND 69 TEXTFIGUREN

JENA

VERLAG VON GUSTAV FISCHER

1914

Alle Rechte vorbehalten.

# Die Säugetiere des älteren Quartärs von Mitteleuropa

mit besonderer Berücksichtigung der

## Fauna von Hundsheim in Niederösterreich nebst Ausführungen über verwandte Formen von Mauer, Mosbach, Cromer und anderen Fundorten.

Von

**Wilhelm Freudenberg** in Göttingen.

---

Motto:

Wir erhalten durch die Untersuchung der Zoolithen und gegrabenen Knochen die Ueberzeugung davon, daß ganze Tierarten aussterben und vernichtet werden können, daß sie nicht selten gezwungen sind, in ganz entgegengesetzten Klimaten zu leben, und daß sie so ausarten können, daß man sie als eine eigene Art ansehen muß, die in der Gestalt auf das merkwürdigste von der Art ihrer Stammeltern abweicht.

Johann Christian Rosenmüller. 1795.

Die Fortschritte der prähistorischen Anthropologie sind so eng an die genaue Kenntnis der diluvialen Ablagerungen geknüpft und in ihren Schlüssen so abhängig von den Befunden der Stratigraphie und Paläontologie, daß schon im Hinblick auf jene rasch voranschreitende junge Wissenschaft jede Arbeit über diluviale Wirbeltiere dankenswert erscheint. Dann aber lohnt es, bei Untersuchungen, wie der hier vorliegenden, ganz besonders das Augenmerk auf gewisse Fragen phylogenetischer Art zu richten.

Der Forscher muß dabei mit größter Vorsicht vorgehen und darf nicht analoge Entwicklungen als stammesgeschichtliche Verwandtschaft ansehen. Da gilt es, primitive Zustände der Organisation aufzufinden bei steter Berücksichtigung zeitlicher wie örtlicher Verschiebung der untersuchten Tierform. Jede Neuerwerbung ist mit peinlichster Genauigkeit zu fixieren und womöglich in ihrer biologischen Bedeutung zu würdigen.

In diesem Suchen nach den oft verschleierten Linien der Deszendenz ist eine genaue anatomische Kenntnis der allein erhaltungsfähigen Hartgebilde die erste Vorbedingung, damit sich die, uns dem Ziele näher bringende biologische Bewertung der Formen und Strukturen ergeben kann. So sehen wir

1*

in schöner Weise innerhalb des Stammes der Hunde die noch als freibeutende Raubtiere lebenden Aelurodonten des oberen Tertiärs von Nordamerika allmählich sich dem Berufe von aasvertilgenden Gesundheitspolizisten anpassen: der Schädel verkürzt sich, die Molaren werden plump und massig, die Fleischschere verliert ihre Nebenzacken, alles wird zum Zerbeißen von Knochen eingerichtet. Gleichzeitig sehen wir das so umgestaltete Tier (*Hyaenognathus* Merriam J. C.) in einer Gesellschaft von Gras- und Fleischfressern dieselbe Rolle spielen, welche auf dem afrikanisch-asiatischen Kontinent die aus dem Viverridenstamm sich ableitenden Hyänen einnehmen. Aus dieser analogen Entwicklung hat man irrtümlich auf einen amerikanischen Ursprung der Hyänen geschlossen [1]).

Aehnliche Beispiele ließen sich noch in großer Zahl erbringen. Was wir aus ihnen lernen können, das ist die richtige Vorsicht in der Bewertung der anatomischen Merkmale. Nur so kommt man zu einer tieferen Auffassung der fossilen Arten, wenn man es sich zum Ziele setzt, das Leben vergangener Organismen aus seinen Verhältnissen heraus zu verstehen und darnach die Umwälzungen zu beurteilen, die im Laufe der Zeit mit einer Tier- oder Pflanzenwelt vor sich gegangen sind. Die für die Beurteilung der Lebensweise so wichtigen örtlichen Einflüsse können aus der Beschaffenheit der das Fossil einbettenden Gesteinsart geschlossen werden sowie aus der Zusammensetzung der Begleitfauna. Analogieschlüsse nach heute lebenden Organismen spielen eine große, leicht sogar übertriebene Rolle in diesen Betrachtungen. Schon seit Jahren verfolgt Verfasser die Aufeinanderfolge der Faunen in diluvialen Ablagerungen, und stets geschah dies im Hinblick auf die Veränderungen, welche sie im Verlaufe von einigen hunderttausend Jahren erlitten haben.

Die erste Frage lautet: Hat seit dem Oberpliocän noch eine Tierform ihr Gepräge geändert, oder sind die quartären Arten sowie ihre lebenden Nachkommen längst in ihren Merkmalen fixiert, ohne daß sich eine Weiterbildung nachweisen ließe? Die Meinungen sind geteilt. Nach Auffassung des Verfassers sind eine Reihe von Säugetieren unserer paläarktischen Fauna seit der Tertiärzeit fast unverändert geblieben. Andere hingegen, zumal die Hirsche, Pferde und Elefanten, also ganz getrennte Gruppen, lassen selbst seit dem Oberpliocän eine Fortentwicklung erkennen, welche sich bei näherer Untersuchung in wechselndem Grade auch bei anderen Gruppen auffinden lassen dürfte. Die viel stabileren Mollusken haben seit dem obersten Tertiär sich nicht nachweislich verändert. Für entwicklungsgeschichtliche Betrachtungen innerhalb eines annähernd bestimmbaren Zeitraumes, wie der Quartärperiode, eignet sich keine Gruppe von Organismen besser als gerade die Säugetiere, wie das vom Beispiele des Menschen schon mehrfach nachgewiesen wurde. Diese Arbeit soll ein Beitrag zur Lösung der Frage sein, inwieweit eine örtlich und zeitlich beschränkte Tiergesellschaft solcher Veränderungen ihrer Artcharaktere fähig ist. Im Zusammenhang mit diesen Gedanken hat Verfasser [2]) die Bearbeitung einer fernabliegenden fossilen Säugetierfauna unternommen, welche eine merkwürdige Parallelentwicklung einiger Tierformen, besonders der Pferde, ergibt. Sie deckt sich zeitlich mit einer den ganzen Erdkreis umspannenden klimatischen Veränderung während des Eiszeitalters.

In zweiter Linie ist es der Zweck der hier unternommenen Arbeit, die klimatischen Verhältnisse einer gewissen Phase der älteren Diluvialzeit für die Gebiete des südlichen Mitteleuropas näher zu be-

1) M. Schlosser, Die Affen, Lemuren, Chiropteren etc. des europäischen Tertiärs. III. Teil. Paläontologie Oesterreich-Ungarns. Bd. 8. pag. 25—30 *(Prohyaena)*. Vgl. auch *Borophagus diversidens* Cope. American Naturalist. 1892. 1028. Vert. Pal. Llano Estac. (4th Ann. Rep. Geol. Survey. Texas. 1892). 54. t. 13 f. 4.

2) W. Freudenberg, Die Säugetierfauna des Pliocäns und Postpliocäns von Mexiko. Diese Abhandl. I. Carnivoren. N. F. Bd. 9. 1910. Heft 3.

leuchten. Denn die einstmals fortlaufende Verbreitung von jetzt auf weit voneinander getrennte Wohngebiete beschränkten Organismen (Pyrenäen und Kaukasus) legt den Gedanken nahe, daß vor der Zeit der faunistischen Isolierung eben dieser Gebiete das ganze dazwischen liegende Land von einem ähnlichen Klima beherrscht wurde, wie es heute noch in diesen weit entlegenen Gebieten obwaltet. Es ist eines der Hauptergebnisse dieser Arbeit, für Niederösterreich den einstmaligen Bestand einer mediterranen Fauna während des Mitteldiluviums nachzuweisen, deren floristisches Aequivalent wir in der Höttinger Flora zu erblicken haben: das einstige am Nordostrande der Alpen gelegene Vorkommen von Tier- bzw. Pflanzenformen, die heute an der Küste des Schwarzen Meeres und des westlichen Mittelmeeres gedeihen[1]).

Das Studium der Arbeiten Nehrings legte mir den Gedanken nahe, daß „Tundren" und „Steppen" doch recht verschiedene Dinge sind, und daß eine Tundrenfauna nicht die einer Steppe sein kann, was sie heute in Wirklichkeit auch gar nicht ist. Nun finden wir in denselben jungdiluvialen Ablagerungen Tiere der „Tundra" neben solchen der „Steppe". Angesichts dieser Tatsachen glaubte Nehring auf ein subarktisches Steppenklima am Ende der Eiszeit schließen zu müssen. Klimatische Oscillationen, welche die Penkschen „Stadien" und „Vorstöße" am Ende der Würmzeit auslösten, mögen sich relativ rasch abgelöst haben, so daß die mit dem neuen Klima aus anderen Wohnsitzen herbeigeführte Fauna noch die alte, bereits eingebürgerte antraf und eine Zeitlang mit ihr zusammenlebte. An günstigen Standorten mag sich eine Reliktenfauna oder -flora noch lange Zeit halten, wofür wir in der Jetztzeit Beispiele genug haben. Der vor- und zurückweichende Kampf um den Platz muß notgedrungen in den Grenzgebieten zur Mischung heterogener Faunen- und Florenelemente führen. Grenzgebiet und Zugstraße zugleich war aber das südliche Mitteleuropa, solange als Eismassen vom Norden her bis zu den mitteldeutschen Gebirgen und im Süden im ganzen Alpengebiet lagerten.

Es läßt sich deutlich beobachten, wie mit zunehmendem Alter diluvialer Ablagerungen die Mischung der als „kalt" und „warm" bezeichneten Faunen zunimmt und zwar mit fortschreitender Vereisung zugunsten des Kälte liebenden Elements. Am klarsten lassen sich diese Verhältnisse bei den diluvialen Elefanten übersehen. Die geologischen Grundlagen für diese Betrachtung sind die folgenden Tatsachen: Die Sande von Mosbach bei Wiesbaden[2]), welche die bekannte reiche Säugetierfauna einschließen, sind nach dem Urteil der rheinischen Geologen älter als die alpine Hochterrasse der Haupteiszeit. Welches ihre genaue Stellung im System ist, entzieht sich der Bestimmung, da die glazialen Gebiete fern abliegen. Als gleichaltrig mit ihnen werden aus faunistischen Gründen die Sande bei Mauer bei Heidelberg[3]) angesehen. Jedenfalls jüngeren Datums sind die „Hochterrassenschotter" von Steinheim an der Murr in Württemberg[4]), die analogen Bildungen von

1) Es sei hier besonders an die Verbreitung der *Azalea flava* erinnert, die in Kleinasien und noch einmal in Wolhynien heimisch ist und in Südspanien ihren nächsten Verwandten besitzt. Ein Eldorado für Steppenpflanzen findet sich bei Madrid, und ähnliche Inseln in Niederösterreich, wie auch bei Hundsheim selbst (blaue Steppendistel), bis das Hauptgebiet im Osten beginnt. *Rhodendron ponticum* ist bei Trapezunt, in Südspanien und Portugal heimisch.

2) W. v. Reichenau, Die Carnivoren aus den Sanden von Mosbach und Mauer bei Heidelberg. Mitteil. d. geol. Landesanst. d. Großherzogtums Hessen. Bd. 4. Heft 2. Darmstadt 1906.

3) O. Schötensack, Der Unterkiefer des *Homo Heidelbergensis* aus den Sanden bei Mauer bei Heidelberg. Leipzig 1908. Die Sande von Mauer, unter und über der „Lehmbank", entsprechen nach Ansicht des Verf. dem älteren und dem jüngeren Deckenschotter.

4) W. Dietrich, Neue fossile Cervidenreste aus Schwaben. Jahreshefte d. Vaterl. Vereins f. Naturk. in Württemberg. Bd. 66. 1910. — W. Freudenberg, *Elephas primigenius* Fraasi Dietrich und die schwäbische Hochterrasse. Centralbl. f. Min. etc. 1913. No. 15. Daselbst weitere Literatur.

Birkenau im Odenwald[1]), und die gelben Rheinsande von Jockgrim in der Pfalz[2]). In diesen alten Hochterrassen sehen wir bei etwa gleicher geographischer Breite den Gehalt an Resten des *Elephas primigenius* von unten nach oben sich steigern. In Mauer ist Mammut im Sande überhaupt nicht gefunden worden, als der ältesten der hier genannten Ablagerungen. Im Schotter von Steinheim an der Murr kommt diese nordische Art, sogar mit Renntier vergesellschaftet, nicht selten vor, ist sogar die häufigste Elefantenart in diesem Diluvialgebilde. In Birkenau unweit der „Bergstraße" finden wir unten in den stark verwitterten Sanden und Tonen den Urelefanten (*Elephas antiquus*) und in dem hangenden Schotter, unter älterem Löß, ein Mammut mit niedriger und breiter Zahnkrone (*Elephas primigenius trogontherii* Pohlig, die Form von Steinheim an der Murr und Jockgrim in der Pfalz). Etwas weiter nördlich kommt *Elephas* cf. *primigenius trogontherii* Pohlig in den Mosbacher Sanden vor. In Thüringen bei Süßenborn[3]) sind *Primigenius*-ähnliche Uebergangsformen der nördlichen Lage des Fundortes entsprechend, viel häufiger beobachtet worden. Das gleiche gilt für das teilweise ältere Cromer-Forestbed von Norfolk in England[4]). Die Ablagerungen von Steinheim a. d. Murr, Mosbach bei Wiesbaden, Süßenborn bei Weimar, Cromer in Norfolk und Tilloux in Frankreich[5]) haben alle die Eigentümlichkeit, daß in ihnen das Mammut mit *Elephas antiquus* und *Elephas* cf. *trogontherii* Pohlig zusammen gefunden wird. Wir sind gezwungen, aus Gründen der relativen Häufigkeit die beiden letztgenannten Elefantenarten, zumal den *Elephas antiquus* für bodenständige Bewohner des europäischen Westens zu halten, während *E. primigenius* in kalten Wintern ganz wie Moschusochse und Vielfraß weite Wanderungen nach dem eisfreien Südwesten unternahm, und so gelegentlich seine Reste der heimischen Fauna beimischte. Ganz ähnliche Verhältnisse werden im älteren Quartär von Nordamerika (Port Kennedy bei Philadelphia)[6]) beobachtet, wo der Vielfraß mit dem südlichen *Megalonyx* zusammen gefunden wurde. Aehnliches gilt für Big-Bone Lick in Kentucky, dem Fundort von *Ovibos* und *Megalonyx*[7]). Dies wurde zuerst von Boyd Dawkins angenommen.

Viel häufiger als das Mammut ist der Steppenelefant *E. meridionalis trogontherii* Pohlig = *E. armeniacus* Falconer. Sein Hauptwohngebiet waren vermutlich die Steppen des südwestlichen Asiens. Er wird im Süden des asiatischen Kontinents durch den rezenten *E. indicus* ganz ebenso abgelöst, wie der westeuropäische *E. antiquus* durch *E. africanus* im Süden, oder wie der altquartäre *E. imperator* Nordamerikas durch den jungdiluvialen *E. Columbi* in den amerikanischen Südstaaten und Mexiko. Von Norden her breitet sich das Mammut über die einstigen Wohngebiete des *E. antiquus*, *armeniacus* und *imperator* aus, ohne sich mit den südlichen Arten zu mischen. In diesen Verbreitungsvorgängen spiegelt sich das große erdgeschichtliche Ereignis des Eiszeitalters. — So

1) W. Freudenberg, Die Rheintalspalten bei Weinheim a. d. Bergstraße etc. Centralbl. f. Min. 1906. pag. 680, — Parallel-Ausflug ins Quartär von Weinheim a. d. Bergstraße. Ber. üb. die Vers. d. Oberrh. geol. Vereins. 42. Vers. zu Heidelberg. 1909. pag. 37—39.

2) W. Freudenberg, Das Diluvialprofil von Jockgrim in der Pfalz. Ber. über die 42. Vers. d. Oberrh. geol. Ver. zu Heidelberg. 1909. pag. 65—68. Mit Profil. — Id., Beiträge zur Gliederung des Quartärs von Weinheim a. d. Bergstraße, Mauer bei Heidelberg, Jockgrim in der Pfalz u. a. m. und seine Bedeutung für den Bau der oberrheinischen Tiefebene. Notizblatt d. Vereins f. Erdkunde u. der Geolog. Landesanstalt. Darmstadt 1911 (12).

3) E. Wüst, Das Pliocän und älteste Plistocän von Thüringen. Stuttgart 1902.

4) E. T. Newton, The Vertebrata of the Forestbed Series of Norfolk and Suffolk. Memoirs of the Geological Survey. London 1882.

5) M. Boule, La ballastière de Tilloux près de Gensac-la-Pallue (Charente). L'Anthropologie. T. 6. 1895. pag. 497—509.

6) E. D. Cope, Vertebrate remains from Port Kennedy bone deposit. Journ. Acad. Nat. Sci. Philad. (2) Vol. 11. pag. 193—267.

7) I. Leidy, Memoir on the extinct species of American Ox. Smithsonian Contributions to Knowledge. Vol. 5. No. 3. pag. 17.

sind denn, wie am Beispiele des Elefanten gezeigt wurde, die Wanderungen der Säugetiere ein ebenso wichtiges Moment wie ihre oft genug verborgen bleibenden Ursachen der Artveränderungen. Beide Betrachtungsweisen, die paläobiologische wie die geologisch-historische, müssen sich in einer Untersuchung, wie der vorliegenden, gegenseitig ergänzen und befruchten. —

Die vorliegende Arbeit wurde begonnen zu Wien vor Ostern 1906 und bis August selbigen Jahres ebenda unter der Anleitung von Herrn Hofrat Dr. F. Toula, Professor an der geologischen Lehrkanzel der Technischen Hochschule in Wien, fortgesetzt. Den weiteren Verlauf und die vorläufigen Resultate meiner Untersuchungen habe ich in einem Aufsatze (Die Fauna von Hundsheim in Niederösterreich) im Jahrbuch der k. k. geolog. Reichsanstalt, Heft 2, Wien 1908, dargelegt. Durch die rege Anteilnahme, die Herr Hofrat Toula jederzeit dieser Arbeit entgegenbrachte, ermutigt, entschloß ich mich, die Fauna von Hundsheim nochmals durchzuarbeiten, zumal in meiner ersten Mitteilung die Gruppe der Wiederkäuer infolge von unzureichendem Material nicht so gründlich behandelt worden war, wie ich es gewünscht hätte. Um diese Lücke auszufüllen, unternahm ich im August 1908 auf eigene Faust Grabungen in dem Höhlenspalt von Hundsheim, welche von Erfolg gekrönt waren. Die noch ungenügend bekannten Reste des *Rhinoceras Hundsheimensis*, zwei schöne Unterkieferäste, sowie einige ergänzende Stücke von *Machairodus* übergab ich einer früheren Abmachung zufolge dem Wiener Hofmuseum, wo inzwischen das schöne, von Herrn Hofrat Toula ausgegrabene Skelett des Nashorns eine Heimstätte gefunden hat.

Meinen Aufenthalt in Niederösterreich im genannten Jahre benutzte ich außerdem dazu, mir die übrigen, hier beschriebenen Knochenreste aus den Aufsammlungen Toulas auszuwählen und dank dem mir stets geschenkten gütigen Vertrauen zum zweitenmal nach Deutschland, diesmal nach Tübingen, leihweise mitzunehmen. Hier machte ich mich, vom Herbst des Jahres 1908 bis Ende 1909 an die Arbeit und benutzte eifrig die im Tübinger Institut befindlichen Säugetierknochen aus dem schwäbischen Diluvium, wofür ich Herrn Professor E. von Koken zu Dank verpflichtet bin. Auch die osteologisch-zoologische Sammlung konnte ich dank dem Entgegenkommen seines Direktors, des Herrn Prof. Dr. Blochmann, zu Rate ziehen. Vom Naturalienkabinett in Stuttgart erhielt ich durch die Güte des Herrn Oberstudienrats Dr. Lampert Schädel und Skeletteile von Ovinen zugesandt und durch das liebenswürdige Entgegenkommen von Herrn Prof. Matschie in Berlin zwei Skelette von Ziegen und Schädel von Steinböcken. Einzelne fossile Stücke stellten mir im Umtausch oder leihweise die Herren Prof. Dr. Schlosser in München, Prof. Dr. E. Fraas in Stuttgart, Herr Dr. Stehlin in Basel und Herr Dr. Kormos, Pest, zur Verfügung, wofür ihnen auch hier mein herzlichster Dank ausgesprochen sei.

Die früher in Privatbesitz von Herrn Prof. Toula befindlichen Materialien von Hundsheim sind seit der Rücksendung der mir geliehenen Objekte sämtlich in den Besitz des k. k. Hofmuseums in Wien übergegangen. Nur eine Anzahl von Dubletten meiner eigenen Ausgrabungen befindet sich in meiner Sammlung zu Weinheim an der Bergstraße.

## Rhinoceros etruscus im alten Quartär von Mitteleuropa, verglichen mit Rhinoceros Hundsheimensis Toula.

Die Rhinoceroten des Mosbacher Diluvialhorizontes wurden durch H. Schröder [1]) genau untersucht, wobei Sandbergers alte Bestimmungen ergänzt wurden. Das Rhinoceros von Mauer erfuhr

1) H. Schröder, Die Wirbeltierfauna des Mosbacher Sandes. Abh. d. Kgl. Preuß. geol. Landesanst. N. F. Heft 18.

vor kurzer Zeit eine Schilderung an der Hand meiner Materialien durch F. Toula[1]). Er kam zu demselben Schlusse wie ich kurz zuvor in München[2]), nämlich daß sich das Rhinoceros von Mauer eng dem *Rhinoceros Hundsheimensis* anschließt. Da früher H. v. Meyer[3]) das Rhinoceros von Mauer als *Rh. Merckii* bestimmt hatte, so lag es nahe, auch bei den Hundsheimer Rhinoceroten an *Rh. Merckii* zu denken, eine Vermutung, der ich in meiner Arbeit über die Hundsheimer Fauna (loc. cit. pag. 220) Ausdruck gab. Mittlerweile war ich durch neue Funde in Hundsheim (August 1908), welche unter anderem einen schönen Unterkiefer geliefert haben, zu der Ueberzeugung gelangt, daß das Hundsheimer Rhinoceros zu *Rh. etruscus*, als jüngster Nachkomme dieser Art, gehört und vielleicht in *Rh. sumatrensis* einen noch heute lebenden Verwandten besitzt. Die Bezeichnung der Hundsheimer Reste als *Rh. etruscus* Falconer race *Hundsheimensis* Toula dürfte das Richtige treffen. Für die Form von Mauer ergibt sich gleichfalls die von H. Schröder später ausgeführte Bestimmung als *Rh. etruscus* [siehe Schötensack[4])], nachdem derselbe Forscher früher (siehe Wüst, Das Plistocän und Pliocän Thüringens) diese Form als *Rh. megarhinus* angesprochen hatte, wobei er sich auf die nahe Beziehung zu *Rh. megarhinus* Gray's in England stützte. Schröder, Toula, Wurm (siehe unten) und der Verfasser bestimmten nacheinander alle das Hundsheimer Nashorn als *Rhinoceros etruscus.*

### *Rhinoceros etruscus* Falconer race *Hundsheimensis* Toula.

In zwei Monographien hat Toula das Nashorn von Hundsheim beschrieben und wichtige Beziehungen zu dem lebenden *Rh. sumatrensis* nachgewiesen. Trotz aller Ausführlichkeit der Beschreibung ist ihm anfangs die Beziehung des Hundsheimer Nashorns zu den fossilen Verwandten mißlungen. Schon der Name des Subgenus „*Ceratorhinus* Osborn" birgt einen Irrtum in sich. „*Ceratorhinus*" wurde von Gray aufgestellt. Und falls Osborn, was ich bezweifeln möchte, den Grayschen Namen mißdeutet hat, so hätte dem Toula entgegentreten müssen, statt den Irrtum zu verdoppeln[5]). In der Bezeichnung fossiler, zumal diluvialer Rhinoceroten hat Toula viele Lokalrassenamen eingeführt, die teilweise wieder verschwinden müssen. Es würde zu weit führen, sie alle hier aufzuzählen. Das Kronstädter Nashorn (Toulas *Rhinoceros Kronstadtensis*)[6]) ist mit dem Tier aus Hundsheim ident, wie auch die übrige Fauna vom Gesprengberg bei Kronstadt mit jener von Hundsheim übereinstimmt[7]). Beide sind als *Rh. etruscus* var. *Hundsheimensis* (oder *Kronstadtensis*) zu bezeichnen. Da diese Formen mitteldiluvial sind, so haben wir in dem *Etruscus* von Mauer, Mosbach und Süßenborn

1) F. Toula, Das Gebiß und Reste der Nasenbeine von *Rhinoceros Hundsheimensis.* Abh. d. k. k. geol. Reichsanstalt. Bd. 20. Heft 2. Wien 1906.

2) Meine Vergleiche wurden an Originalmaterial des *Rh. etruscus* vom Val d'Arno, und *Rh. etruscus*-Zähnen von Jockgrim vorgenommen (vgl. E. Stromer v. Reichenbach, Ueber Rhinocerosreste im Museum zu Leiden. Leiden 1899. pag. 75. Ihm verdanke ich den Hinweis auf Hundsheim).

3) Die diluvialen Rhinoceros-Arten. Palaeontographica. Bd. 11. Heft 5. 1864.

4) Der Unterkiefer des *Homo Heidelbergensis* aus den Sanden von Mauer. Leipzig 1908. pag. 16—17.

5) Die korrekte Gattungsbezeichnung wäre gewesen *Rhinoceros* [*Ceratorhinus* Gray (Osborn)].

6) T. Toula, Diluviale Säugetiere vom Gesprengberg bei Kronstadt in Siebenbürgen. Jahrb. d. k. k. Reichsanst. Bd. 59. No. 3 u. 4. Wien 1909. Vgl. auch mein Referat im Neuen Jahrbuch, wo ich folgendes ausführte: Die niedrigen Zahnkronen, der nach der Außenwand gerichtete Sporn, das kräftige horizontal gestellte Cingulum, das wellige äußere Schmelzblatt sind Merkmale des *Rh. etruscus*, als dessen Nachkommenform das Rhinoceros von Hundsheim und Kronstadt gelten darf etc. Kormos hält es für nötig, den Namen *Kronstadtensis* durch „*coronensis*" zu ersetzen.

7) Einige Formen finden sich freilich in Kronstadt (Brassó), wie *Neomys fissidens* (Pet.) Kormos, *Ochotona* (*pusillus* Pall.?) etc., die in Hundsheim nicht vorkommen. Vgl. J. Ehik, Die präglaciale Fauna von Brassó. (Vorläufiger Bericht.) Földtany Közlöny. Budapest 1913. Bd. 43. pag. 136—150.

den altquartären Vorfahren zu erblicken, der auf den pliocänen Ahnen zurückgeht. Die altdiluvialen Formen wären nach TOULA etwa als *Rh. etruscus* var. *Heidelbergensis* zu bezeichnen. Sie hatten schlankeren Kiefer und weniger verknöcherte Nasenscheidewände, auch wohl minder plumpe Glieder, verhalten sich also zu dem *Hundsheimensis*-Stadium wie *Bison Schötensacki*, die grazile Form des Forestbed und Mosbacher Niveaus (Süßenborn, Mauer oben schon derber als unten) zu *Bison priscus* des mittleren und jüngeren Diluviums. Das pliocäne *Rh. etruscus* von Asti, oder dem Val d'Arno, entbehrt noch ganz der verknöcherten Nasenscheidewand und hat wohl auch die kleinsten Zähne. *Rh. etruscus* var. *Hundsheimensis* ist ein Endstadium, welches dem von *Rhinoceros Mercki* (var. *Kirchbergensis* JÄGER) in manchen Punkten nahekommt, ohne mit ihm in direkter Stammlinie zu stehen. Das Taubacher *Mercki* leitet sich wohl von dem von Mosbach, Daxland und Lauffen am Neckar ab, welches bereits in, vielleicht auch über (Mosbach und Lauffen) dem Horizont mit *Rh. etruscus* var. *Heidelbergensis* erscheint. In dem Forestbed von Cromer fand GUNN[1]) einen $P^4$ von *Rh. Mercki* (angeblich nach NEWTON *? Rh. megarhinus*) unter dem Horizont mit *Rh. etruscus*. Das MERCKsche Rhinoceros erscheint hier gewissermaßen als die glaziale Form, die in den sumpfigen Gegenden Nordwesteuropas zu Hause war, gegenüber dem steppenlebenden *Rh. etruscus*, das erst in den höheren Schichten der Forestbed-Serie, zumal im Upper Freshwaterbed mit *Elephas antiquus* (= erstes Interglazial im Sinne von E. DUBOIS) sich findet. *Rhinoceros Mercki* scheint sich zwar im Altquartär dem *Rh. etruscus* zu nähern (geringe Entwicklung des Nasenseptums und geringe Molarengröße, auch in der Schädelform Anklänge, z. B. Daxlander Cranium), aber seine Entstehung reicht in das Pliocän zurück und ist als eine ursprünglich östliche Art anzusehen.

Eine ähnliche Abzweigung wie *Rh. Merki* var. *brachycephala* SCHRÖDER vom Val d'Arno-*Etruscus* (oder vom pliocänen *Megarhinus*-)Hauptstamme, was mir noch wahrscheinlicher dünkt, stellt das oft mit *Rh. Mercki* zusammengeworfene *Rh. hemitoechus* FALCONER dar, welches einen Uebergang nach *Rh. tichorhinus* zu bilden scheint. Es ist in mitteldiluvialen Flußkiesen Englands und in dortigen Höhlen (z. B. Minchinhole), ferner in der Terrasse von Steinheim an der Murr, wohl unter dem Mammutlehmniveau im Kalktuff von Münster bei Stuttgart häufig, wo es E. WÜST zuerst erkannt hat (briefliche Mitteilung). Ein Schädel dieser Art liegt im Naturalienkabinett in Stuttgart mit der Bezeichnung *Rh. tichorhinus*. Wenn nicht noch im Neckarschotter unter dem Kalktuff von Münster zusammen mit Mammut (*El. primigenius trogontherii* POHLIG) ein typisches *Tichorhinus* gefunden wird, so kann man *Hemitoechus* für die Ahnform des *Tichorhinus* halten. Aehnlich wie in Kannstatt liegen in Ilford die Verhältnisse.

Es ist nicht ganz ausgeschlossen, wenn auch nicht besonders wahrscheinlich, daß *Rh. hemitoechus* FALKONER (pro parte = *Rh. leptorhinus* OWEN) ein Bastard ist von *Rh. Mercki* und *Rh. tichorhinus*. Wenn wirklich solche Kreuzungen häufiger vorkommen, so ist die Paläontologie eine hoffnungslose Wissenschaft. Statt ruhiger Fortentwicklung haben wir dann mit neuen Einschlägen zu rechnen, welche das ursprüngliche Bild ganz verändern können. Bisher sind wir aber nicht gezwungen, für das hier in Frage stehende Rhinoceros etwas derartiges anzunehmen.

1) J. GUNN, On the relative position of the Forestbed and the Chillesford clay in Norfolk and in Suffolk and on the real position of the Forestbed. Quart. Journ. of the Geolog. Soc. of London. 1870. pag. 552. Mit Textfig. Eine Abbildung des wichtigen Zahnes findet sich in E. T. NEWTON, The Vertebrata of the Forestbed series of Norfolk and Suffolk. t. 9 f. 1, 1a u. 1b. Der $P_3$ stimmt in der Form und in den Maßen gut mit einem *Mercki*-Zahn des großen Schädels aus Mosbach (in Mainz) überein. Breite = 63 Mosbach (= 65 Forestbed), Länge = 44 M. (= 46 F.).

Bevor wir uns speziell mit den neuen Resten des Hundsheimer Nashorn befassen, wenden wir uns vorerst dem von Toula mit ihm für ident erachteten Rhinoceros aus den Sanden von Mauer zu. Toula erklärt sich für die Aufstellung einer Varietät von *Rh. Hundsheimensis* von Mauer mit Annäherung vielleicht gegen *Rh. etruscus* var. *astensis* Sacco (*Rh. astensis*). Eine solche Auffassung würde dem Altersverhältnis zwischen Asti, Mauer und Hundsheim Rechnung tragen (pag. 21 in: Das Gebiß und Reste der Nasenbeine etc.). pag. 19 spricht sich Toula über das Nashorn von Mauer, wie folgt, aus: „Das Rhinoceros von Mauer wäre nach meinem Dafürhalten nach den beiden vorliegenden Zähnen ($P^4$ und $M^3$) als *Rhinoceros Hundsheimensis* var. (Mauer) zu bezeichnen und als zwischen *Rhinoceros Hundsheimensis* (typische Form) und *Rhinoceros Hundsheimensis* var. (dritter Fund) zu stellen."

Im Herbst des Jahres 1905 lernte ich unter Prof. Dr. Schlossers und Prof. Stromer v. Reichenbachs gütiger Anleitung[1]) die Unterschiede zwischen dem Merckschen und dem etruskischen Nashorn kennen, wobei mir Vergleichsmaterial von *Rh. etruscus* aus dem Val d'Arno superiore, von *Rh. Mercki* aus Krapina und von *Rh. etruscus* von Mauer, neben der Literatur der Zittel-Bibliothek zur Verfügung standen. Von Mauer hatte ich das von Toula später herangezogene und Herrn Dr. Wurm in Heidelberg zur Beschreibung überlassene Rhinoceros-Hinterhaupt vor mir. Ich verglich es mit dem Schädel des *Rh. Hundsheimensis* erst nach Abbildungen, später in Wien auch nach dem Original.

## Der Schädel.

Sehr wichtig ist die schwach geneigte Profillinie des Schädels, über die H. Schröder (loc. cit. pag. 12) das Folgende sagt: „Die mir bekannten *antiquitatis*-Schädel zeigen ein starkes Aufbiegen der Profillinie nach hinten in vollständig ausgewachsenem Zustande, wie es auch bei echten ausgewachsenen *Mercki*-Schädeln[2]) der Fall ist. Im Gegensatz dazu haben alle *etruscus*-Schädel und der Dachslander eine schwach geneigte Profillinie." Die letztgenannte Eigenschaft ist offenbar das primäre Verhalten, welches von Schröder auch an einem jugendlichen Schädel von *Rh. tichorhinus* gefunden wurde.

Es wäre also das Cranium von Mauer außer mit dem sehr ähnlich gestalteten *Rh. etruscus* nur mit der altertümlichen Varietät des *Rh. Mercki* var. *brachycephala* von Daxland oder Mosbach zu vergleichen. Die Maße des Daxlander Schädels sind jedoch beträchtlicher. Die Entfernung des Condylenunterendes bis zum höchsten Punkt des Occiput ist dort (nach Abbildung) 22 cm, bei dem Mauer-Exemplar nur 19 cm. Ein sehr hohes und steil aufgerichtetes Hinterhaupt besitzt ein noch unbeschriebener Schädel des *Rh. etruscus* (Endstadium) im Mainzer Museum aus Mosbacher Sand.

| | Hundsheim (H) | Mauer (M) |
|---|---|---|
| Die Schädelbasis. | | |
| Breite des Hinterhauptes dicht hinter den Condylen in cm | 13 | 11,3 |
| Schmalste Stelle des Hinterhauptes zwischen den Schläfengruben | 11,5 | 10,5 |
| Breite der Hinterhauptbasis über das Basisphenoid nach dem äußeren Gehörgang | 22 | 22 |

1) W. Stromer v. Reichenbach, Ueber Rhinoceros-Reste im Museum zu Leiden. Mit 2 Tafeln. Leiden 1899.

2) Ein von mir untersuchtes Hinterhaupt des *Rh. Mercki* aus Taubach in München zeigt gleichfalls das steile Ansteigen der Profillinie gegen das „Inion". Die Processus paroccipitalis (paramastoideus), Proc. mastoideus und Proc. postglenoideus sind, in ähnlicher Weise, oben verschmolzen wie bei dem Daxlander Schädel (H. v. Meyer). Ein zu *Rh. Mercki* gestellter Schädel des Münchener Museums ist durch ein hoch emporstrebendes, das Hinterhauptfeld überschattendes Schädeldach ausgezeichnet. Die an ihrer Basis zu einer Platte verwachsenen drei Fortsätze scheinen unten abgebrochen zu sein. Die Ohröffnung ist von ihnen wie eingemauert. (Schädeldach aus dem Rhein bei Worms.)

| | Hundsheim (H) | Mauer (M) |
|---|---|---|
| **Hinterhaupt.** | | |
| Breite des Occiput oben | 15,3 | 13 |
| Entfernung des Oberrandes des Hinterhauptloches bis zum Hinterhauptskamm | 14,6 | 17 |
| Höhe des Hinterhauptloches | 5,6 | 3,5 |
| Breite „ „ | 6,6 | 4 |
| Größte Breite des Hinterhauptes unten | 21,8 | 22,5 |
| **Oberseite.** | | |
| Entfernung der Condylenaußenränder | 15 | 12 |
| Entfernung des oberen Hinterhauptrandes bis zur schmalsten Stelle des Schädeldaches | 17 | 16,5 |
| Geringste Breite des Schädels | 11 | 9,5 |

Dieser Vergleich zeigt äußerst geringe Abweichung in der Gestaltung der knöchernen Schädelkapsel. Der größte Unterschied besteht in der Entfernung der Condylen, welche um 3 cm differiert.

Der von Falconer abgebildete, von Zittel und Schröder reproduzierte Schädel des toskanischen *Rh. etruscus* ist hinten nur 15,5 cm hoch und hat nach Forsyth Major einen charakteristisch quadratischen Querschnitt. Demgegenüber sind die Mosbacher *Etruscus*-Schädel, sowohl das Mainzer Cranium, „das keineswegs ein quadratisches Hinterhaupt hat", als auch das von H. Schröder pag. 33 abgebildete Hinterhaupt, sehr häufig besonders hoch (193, also etwa wie das Mauer-Cranium mit 190 mm). Es dürfte mit der Fortentwicklung der *Etruscus*-Rasse ein Höherwerden des Hinterhauptes verbunden gewesen sein. Es entspricht durchaus dieser Auffassung, wenn das Hinterhaupt bei der geologisch jüngsten Form der *Etruscus*-Reihe die größte Höhe aufweist, nämlich eine solche von 27,37 cm. Wir haben also im Pliocän *Rh. etruscus* var. *astensis* mit 15,5 cm Höhe, im Altquartär *Rh. etruscus* var. *Heidelbergensis* mit 19(—20), im Mittelquartär *Rh. etruscus* var. *Hundsheimensis* mit 27(—28) cm. Schon allein aus diesem Maßverhältnis der Hinterhauptshöhen möchte ich dazu neigen, das Nashorn von Mauer vom typischen *Etruscus* zu trennen, ein Ergebnis, wozu auch Schröder einen Beitrag geliefert hat, insofern als er nachweist, daß die Mosbacher Rhinoceroten (Exemplar der Linea und Mainzer Museum) ein steil-trapezförmiges und kein quadratisches Hinterhaupt besitzen. Wir bezeichnen die Rasse von Mauer als *Rh. etruscus* var. *Heidelbergensis* nov. subsp.

### Die Gehörregion. Vgl. Taf. I [XXIX], Fig. 2.

In der Sammlung der Großherzoglich badischen Landesanstalt wird ein linkes Gehörbein mit dem zugehörigen Jochbogenfortsatz und dem Postglenoidalfortsatz aufbewahrt, welches in Mauer gefunden wurde und sicher zu *Rhinoceros* gehört. Den vorderen oberen Teil des Fragments bildet der Jochbogenfortsatz des Temporalbeins, er biegt nach unten um — die Höhlung der Fossa glenoidalis bildend — und endigt in dem Processus postglenoidalis. Hinter ihm liegt die Gehöröffnung, welche ihrerseits vom Processus posttympanicus überdeckt wird. Er ist vom Proc. postglenoidalis hier, wie an dem Schädelfragment, durch eine Naht vom vorderen Fortsatz getrennt. Der hinter der äußeren Gehöröffnung liegende Teil ist wie ein Vorhang nach vorn umgeschlagen und zeigt auf seiner Hinterseite eine rauhe Fläche, welche von einer unvollkommenen Nahtverknöcherung mit dem, hier abgefallenen, Proc. paroccipitalis herrührt. Zittel gibt im Handbuch der Paläontologie. Abt. 1 Bd. 4. Mammalia, für die

folgenden hier in Betracht kommenden Subgenera von *Rhinoceros* diese Charakteristiken der Gehörregion (pag. 293—294):

1) *Ceratorhinus* Gray: Processus mastoideus durch eine Furche von dem Processus postglenoidalis getrennt, wobei der Meatus auditorius nach unten gerichtet ist [Typus des *Rh. sumatrensis*, welches wie das *Rh. Hundsheimensis* „nur Anlagerung, aber keine Verwachsung" der beiden Fortsätze zeigt[1])].

2) *Rhinoceros* sensu stricto Gray (*Rh. unicornis [indicus]* und *sondaicus [javanus]*): Processus posttympanicus mit dem Processus postglenoidalis verwachsen, was von Toula bestätigt wird.

3) *Atelodus* Pomel (emend. Flower) (*Rh. bicornis* und *simus*): Processus mastoideus (posttympanicus) dem Processus postglenoideus anliegend oder durch eine Furche getrennt. Demgegenüber ist an allen Rhinocerosschädeln von Mauer stets die deutlichste Trennung beobachtet worden, sowohl an dem Hinterhaupt, welches Taf. I [XXIX], Fig. 1 abgebildet ist, wie auch an der isolierten Ohrregion und an noch unbeschriebenen, Herrn Dr. Wurm zur Bearbeitung übergebenen, Stücken der Heidelberger Akademie-Sammlung. Hier ist besonders ein, mir freundlichst gezeigter, alter Bullenschädel zu nennen.

4) *Coelodonta* Bronn (Typus des *Rh. tichorhinus* Brandt; hierzu stellt Zittel noch das *Rh. etruscus* Falk. und *Rh. Mercki* Jäger einschließlich *Rh. hemitoechus* Falconer und *leptorhinus* Owen): Processus mastoideus (posttympanicus) mit dem Processus postglenoidalis verschmolzen. — Demnach könnte *Rh. etruscus* aus dem Val d'Arno, von welchem Zittel (nach Falconer) einen Schädel reproduziert (mit den beiden verwachsenen Fortsätzen), nicht identisch sein mit dem Rhinoceros von Mauer, wo der Processus paroccipitalis durch eine weite Fuge von dem vor der Ohröffnung gelegenen Processus postglenoideus getrennt ist und einen kleinen, ziemlich isolierten, flachen Processus posttympanicus besitzt. Diese Verhältnisse des Mauer-Nashorns wiederholen sich an dem Tier von Hundsheim. Auf t. 3 seiner ersten Abhandlung hat Toula die Hinterhauptsregion vorzüglich dargestellt; die offene Fuge zwischen Processus postglenoidalis und posttympanicus ist auf t. 2 f. 2 sichtbar. Der Verschmelzungsvorgang ist bei M. Weber, Säugetiere. Jena 1904. pag. 53 in fig. III aufs klarste dargestellt.

Hier wird gerade die Gehörregion von *Rh. sondaicus* abgebildet, welche bei ihm zu einer vollkommen dreiteiligen Knochenmasse verschmolzen ist, wie wir das bei *Rh. Mercki* von Taubach oben gezeigt haben. Die Naht zwischen dem Processus posttympanicus (welcher von oben her den an derselben Stelle befindlichen, beim Pferd noch sichtbaren Processus mastoideus bereits verdrängt hat) und dem Processus postglenoidalis ist also bei *Rh. sumatrensis*, *Hundsheimensis* und *Heidelbergensis* stets offen, dagegen bei dem italienischen *Etruscus* sind (nach Zittel) diese Fortsätze miteinander verwachsen, also viel weiter in der Richtung gegen *Rh. sondaicus* entwickelt als bei seinen nächsten diluvialen Verwandten, dem *Rh. etruscus* var. *Hundsheimensis* und *Heidelbergensis*. Hier bei den Formen des diluvialen *Etruscus* scheint, nach unserer vorzüglich erhaltenen Gehörregion von Mauer zu schließen, die Verschmelzung des Processus postglenoidalis mit dem (anfangs durch Naht getrennten) Processus posttympanicus (mastoideus Zittel) früher zu erfolgen als mit dem Processus paroccipitalis, der zudem einem besonderen

1) pag. 9 bei Toula (unten). „Das einhörnige *Rh. sondaicus* ist in bezug auf die Zahnbeschaffenheit dem *Rhinoceros sumatrensis* recht ähnlich; doch unterscheidet es sich auch durch das von den Condylen nach vorn aufsteigende Hinterhaupt, sowie durch die innige Verwachsung der beiden Fortsätze am äußeren Ohr. Das Hundsheimer Tier steht in letzterer Beziehung (bei ähnlichem Zahnbau) gewissermaßen zwischen den beiden Formen, indem der Processus mastoideus sich an den Processus postglenoidalis eng anschließt, ohne damit völlig zu verwachsen; so ergibt sich schon daraus die große Annäherung des Hundsheimer Tieres an *Rhinoceros sumatrensis*." Verwachsung aller Fortsätze zeigt *Rh. sirosondaicus*, Stremmes Original von Trinil in München.

Schädelknochen, dem Hinterhauptbein, seinen Ursprung verdankt. Erst bei *Rh. sondaicus* treffen wir die typische Knochenplatte mit den drei noch herabhängenden, oben verschmolzenen Fortsätzen, welche Weber als höchsten Grad der Verschmelzung an Perissodactylen abbildet. Das jungdiluviale *Rh. Mercki*, wie z. B. der von Schröder (t. 1) nach Brandt reproduzierte Schädel aus Irkutzk zeigt die Verschmelzung in höherem Grade als die Taubach-Form und diese wieder in weiter vorgeschrittenem Stadium als die Daxlander Ahnform.

Ueber die Beschaffenheit der Ohrregion teilt Wurm (pag. 13 loc. cit.) folgendes mit, wobei er sich auf den von ihm beschriebenen Schädel (mit Hornstühlen!) aus Mauer in erster Linie bezieht:

„Der Processus postglenoidalis scheint mit dem Mastoideum verwachsen, zum mindesten ist er dicht angelagert. Bei den beiden *Etruscus*-Schädeln von Mosbach (Darmstädter Museum) findet nur dichte Aneinanderlagerung, keine Verwachsung statt.

Bei dem *Mercki*-Schädel des Frankfurter Museums bleibt auf der rechten Seite zwischen Mastoideum und Processus postglenoidalis ein Zwischenraum von 2—3 mm, während auf der linken Seite Verwachsung eingetreten ist. Ich möchte deshalb der verschiedenen Ausbildung dieser Schädelregion keine sehr große Bedeutung beimessen."

Für die *Heidelbergensis*-Rasse ist jedoch ein gleichartiges Verhalten die Regel, was mir besonders wichtig erscheint.

Man sieht also die Wurmschen Feststellungen sind in guter Uebereinstimmung mit dem geologischen Alter und der phylogenetischen Stellung der betreffenden Nashornspecies.

Die Untersuchung der Gehörregion ist von größter Bedeutung zur Sichtung der diluvialen Nashörner. Wir sehen die drei genannten Fortsätze bei *Rh. Mercki* var. *brachycephala* (H. v. Meyer, Palaeontographica. Bd. 11. t. 35) gut gesondert und schließlich bei dem offenbar ganz jungdiluvialen *Mercki* Brandts von Irkutzk? zu einem Zapfen verschmolzen (Mem. de l'Acad. Imp. St. Pétersb. T. 24. t. 1 f. 2).

Im British Museum verglich ich die Gehörregion eines Schädeldaches von *Rh. megarhinus* Dawkins (Nat. History Review. Vol. 2. pag. 399), No. 5113 Brit. Mus., mit demselben Organ des Ilford-Schädels (No. 45205 und 45215). Bei diesem von H. Woodward (Geol. Magazine. Dec. 2. Vol. 1. t. 15) abgebildeten Schädel, erscheint die hintere Wand des Processus posttympanicus nach unten gekehrt und somit in äußerst spitzem Winkel zum Processus postglenoidalis gestellt, während bei dem Tier aus dem Chelléen von Grays Thurrock der Processus posttympanicus stärker nach oben gekrümmt ist, vergleichbar dem *Rh. etruscus* von Mauer oder dem *Rh. Mercki* var. *brachycephala* von Daxland. Die englischen Autoren sollten einmal die Nashornschädel ihres Landes genau auf die Verhältnisse der Gehörregion hin durchprüfen. So wird es vielleicht gelingen, die immer noch strittige Frage nach der Zahl der diluvialen Nashornspecies in England zu entscheiden.

Das auf unserer Taf. II [XXX], Fig. 7 abgebildete obere Schnauzenende von *Rh. etruscus* von Mauer in der Geologischen Landesanstalt zu Darmstadt ist vorn-oben 12,8 cm breit. Die gleiche Breite besitzt der Hornstuhl des von Wurm t. 1 f. 1 abgebildeten Mauer-Schädels, der auf derselben Tafel fig. 3 und auf t. 2 f. 2 nochmals isoliert abgebildet wurde.

Das Darmstädter Fragment hat an gleicher Stelle eine größte Höhe — Entfernung vom höchsten Punkte des Hornstuhls zum Unterende der knöchernen Nasenscheidenwand — von 7,0 cm. Die Dicke der Nasenscheidenwand beträgt 1 cm.

Zahnmaße von oberen Gebißreihen:

| | I | II | III | IV | V | VI |
|---|---|---|---|---|---|---|
| $P_2$ Länge außen | — — | — — | 35 | 32,5 | 35 | 35 |
| Breite vorn | — — | — — | 37 | 36 | 38 | 43 |
| $P_3$ Länge | 42,4—42,5 | 46,7 — | 41 | 34 | 39 | 42 |
| Breite | 50,5—52,2 | 52,3 — | 52 | 50 | 52 | 58 |
| $P_4$ Länge | 43,2—42,3 | 46,1—47,8 | 47 | 38 | 39 | 44 |
| Breite | 57,1—52,8 | 56,0—56,1 | 58,5 | 54 | 53 | 63 |
| $M_1$ Länge | 51,2 — | 56,1—54,0 | 54 | 44 | 50 | 57 |
| Breite | 55,4 — | 59,3—58,0 | 58 | 48 (hinten) | 56 | 66 |
| $M_2$ Länge | 55,2 — | 59,5—61,5 | 55 | 46 | 50 | 59 |
| Breite | 62,1 — | 60,4—60,8 | 57 | 57,5 | 58 | 68 |
| $M_3$ Länge | 42,1—44,6 | — — | 60 | ? | — | 57 |
| Breite | 53,5—52,3 | — — | 53 | ? | — | 59 (Basis) |
| Länge der Reihe $P_2$—$M_3$ | ? | ? | 257 | 245 | ? | 263 |
| | | | | 247 (Darmstadt) | | |

I. *Rh. etruscus* von Hundsheim. Zwei Kieferäste eines Individuums, Wien, Hofmuseum, gesammelt von Dr. Porsche und W. Freudenberg in Hundsheim.

II. *Rh. etruscus* von Kronstadt in Siebenbürgen. Nach F. Toula, Die Säugetiere vom Gesprengberg, Kronstadt in Siebenbürgen. L. c. pag. 582—583.

III. *Rh. etruscus* von Mosbach. Mainzer Cranium. Auffallend sind die stark entwickelten und für *Rh. etruscus* relativ steil ansteigenden Cingula. Die brachyodonten Zähne lassen es indessen leicht von *Rh. Mercki* unterscheiden, auch von var. *brachycephala*, dessen Zahnmaße unter VI folgen. Maße nach Gipsabgüssen aus dem Naturhistorischen Museum der Stadt Mainz (durch W. v. Reichenau).

IV. *Rh. etruscus* (Mauer). Freiburger Sammlung. Original zu Taf. I [XXIX], Fig. 4. Maße nach Wurm. Länge entlang der Schmelzbasis außen gemessen.

V. *Rh. etruscus* Süßenborn. Koll. Rebling in Weimar.

VI. *Rh. Mercki* var. *brachycephala* Schröder von Mosbach (Mainz). Ein isolierter $P_4$ vom Forestbed, den Newton pag. 40—41 in „The Vertebrata of the Forestbed series" beschreibt, ist 46 mm lang und 65 mm breit.

Dieser Maßtabelle möchte ich noch einige Angaben von Gesamtlängen der Zahnreihe $Pm_2$—$M_3$ hinzufügen, welche geeignet sind, die scharfe Trennung zwischen *Etruscus* und der *Mercki*-Reihe zu beweisen. *Rh. etruscus*, der von Falkoner[1]) beschriebene Florentiner Schädel, mißt hier nur 20,25 cm. Das Palatinum von Bologna[2]) hat eine 236 mm lange obere Zahnreihe, bleibt also weit unter den Maßen der diluvialen *Etruscus*-Rassen. Das kleine *Rh. Mercki* von Daxland (nach Schröder, l. c. t. 3) kommt ihm am nächsten mit 24,8 cm. Die *Etruscus*-Form von Mauer mit 25,2—25,3 cm ist also größer als das etwa gleichaltrige deutsche *Rh. Mercki*. Zu etwas späterer Zeit (Chelléenstufe = Mindel Riß J.) lebte in England ein viel größeres Rhinoceros in Grays Essex, welches von Boyd-Dawkins in Natural History Review 1865 beschrieben und pag. 409 (fig. 9) abgebildet wird. Seine Zahnreihe ist 32,5 cm lang, kommt also den Tieren von Taubach sehr nahe trotz des geologisch etwas

1) Falkoner, Palaeontological Memoirs. Vol. 2. t. 26.
2) Palaeontological Memoirs. Vol. 2. t. 29.

höheren Alters. Mit Rücksicht auf die gleichfalls bedeutenden Dimensionen des Forestbed-*Mercki*, welches E. T. Newton (l. c. IX) abbildet, darf gesagt werden, daß die großen deutschen Modifikationen (Taubach, Jerxheim, Schröder t. 5 mit 31 cm, etc.) vielleicht mit den großen englischen Vorläufern näher verwandt sind als mit den deutschen Vertretern von Daxland und Mosbach[1]), die um etwa 8 cm hinter den englischen Vettern in der oberen Zahnreihenlänge zurückbleiben. Es bleibt darum nicht ganz sicher, ob die Kirchberger — *Mercki* — Zähne in die Stammlinie der Taubacher gehören; für das große *Mercki* von Leimersheim ist freilich bisher kein Unterschied von dem Taubacher *Mercki* zu beobachten gewesen. Das *Rh. Mercki* von Rabutz, welcher Wüst (Das Pliocän und älteste Plistocän Thüringens. t. 4) abbildet, hat eine 28,4 cm lange obere Zahnreihe. Dies ist wenig im Vergleich zu dem Riesen von Leimersheim. In Taubach kommen allerdings neben den großen *Mercki*-Zähnen auch kleinere vor, wie an der Hand der $M_2$ oben gezeigt werde. Ganz unsicher ist noch die systematische Stellung des Rhinoceros von Imola, das Falconer (Pal. Mem. Vol. 2. t. 31) abbildet. Schröder hält es für ein *Mercki*, Toula für *Etruscus*. Ich muß mich Toulas Deutung anschließen, daß hier ein *Etruscus* vorliegt. Es hat den Entwicklungsgrad der Form von Mauer. Am $M_3$ macht sich hinten bereits das Basalband als ein kleiner Auswuchs geltend, der bei *Rh. hemitoechus* und zuweilen schon bei der Form von Mauer zu einer Schmelzinsel Veranlassung gibt nach Art einer „Postfossette". Das Imola-Nashorn hat eine 272,0 mm lange Zahnreihe. Das Mauer-Nashorn (Freiburg, Bad. Geol. Landesanstalt) hat eine Zahnreihe von 24,5 cm, das Hundsheimer Individuum nach Toula 25,03 cm. So kurze Zahnreihen finden sich noch in einer mit Hundsheim gleichaltrigen Ablagerung, im Kalktuff von Cannstatt, und in der Hochterrasse von Steinheim a. d. Murr. Pohligs sogenanntes *Mercki* aus den Rixdorfer Sanden bei Berlin ist ein *Rh. hemitoechus*). Es ist das von *Rh. etruscus* aus Mauer abstammende, deutsche *Rh. hemitoechus* Falconer. Auf die Beweise dieser Ableitung werde ich an anderer Stelle eingehen. Hier sei nur hervorgehoben, daß der *Rh. hemitoechus*-Schädel (Etikette: *Rh. tichorhinus*, Sauerwasserkalk von Cannstatt, im Naturalienkabinett Stuttgart) eine 240 mm lange Zahnreihe (Kaufläche) besitzt, also genau so viel, wie an Falkoners Originalmaxille von Minchin-Hole (Palaeont. Mem. Vol. 2. t. 16), gegen 27,2 cm am Ilford-*Mercki*.

Einige Längen von Zahnreihen des Unterkiefers miteinander zu vergleichen, bietet eine Bestätigung der früher betonten Größenunterschiede. Es werden hier nur vollständige Zahnreihen berücksichtigt.

| Mauer | Mosbach | Clacton | Pisa | Parma | Jockgrim | Taubach | Altlußheim |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *Etruscus* | *Etruscus* | sog. *Leptorhinus* | *Etruscus* | *Etruscus* | *Etruscus* | *Mercki* | *Mercki* |
| 220 | 213 | 225 | 220 | 233 | 225 | 280 | 265 |

Der große Unterschied zwischen *Rh. Mercki* und *etruscus* tritt klar zutage.

Die von mir gemessene und abgebildete Zahnreihe des *Rh. Hundsheimensis* mißt 243—253 mm an der Basis bzw. Krone, während der auf derselben Tafel dargestellte Unterkiefer von *Rh. etruscus* aus Weinheim (aus den unteren Mosbacher Sanden am Pilgerhaus) eine etwa 240 mm lange Zahnreihe aufweist. *Rh. Mercki* von Ehringsdorf (Wien), mit $M_3$ als Keim, hat 254 mm.

In seinen letzten Bemerkungen über das Hundsheimer Nashorn[2]) kommt F. Toula sicher der richtigen Deutung am nächsten, wenn er sagt: „Was *Rhinoceros Hundsheimensis* anbelangt, so ist es,

1) Das Mosbacher *Mercki*-Cranium im Städtischen Museum zu Mainz findet sich abgebildet in: Die Rheinlande. No. 4. Einführung in die Geologie des Mainzer Beckens. Braunschweig u. Berlin 1913. pag. 43. f. 17.

2) Diluviale Säugetierreste vom Gesprengberg-Kronstadt. pag. 590.

was seine Größe anbelangt, fast übereinstimmend mit *Rh. etruscus* FALCONER (Bologna, Mosbach); auch die Form der Zähne ist sehr ähnlich, und der innere Basalwulst (inneres Cingulum) der Prämolaren ist ähnlich so entwickelt."

Durch meine in München vorgenommenen, jetzt erst publizierten Vergleiche zwischen dem Nashorn von Mauer und jenem von Hundsheim war ich schon 1905 zu dem Schluß gekommen, welchen ich hier wörtlich aus meinem Tagebuch wiedergebe: „Ein Vergleich mit den Schädel- und Zahnverhältnissen des *Rh. Hundsheimensis* läßt eine sehr weitgehende Uebereinstimmung erkennen: Sie stimmen in Größe und Form vorzüglich überein. Da *Rh. Hundsheimensis* mit einem kurzhörnigen Bison wie der von Mauer (PAGENSTECHER), wilden Ziegen in Mosbach (SCHRÖDER) und einem Bären (*Ursus Deningeri*?) vorkommt und das diluviale Alter beider Faunen so gut wie sicher ist, so möchte ich das Rhinoceros von Mauer mit dem von Hundsheim in Parallele stellen und es bezeichnen als *Rhinoceros* cf. *Hundsheimensis*. Beide sind nahe Verwandte des älteren *Rh. etruscus* aus dem Arnotal."

Unterkiefer-Zahnmaße.

| | I | III | V | VI | VII | VIII | IX |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $P_2$ Länge | — | 30—37 | — | — | 31 | 30 | 27 |
| Breite | — | 27—22 | — | — | (24—17,5) v. h. | 21 | 24 |
| $P_3$ Länge | 34 | 33 | 35 | 35 | 37 | 36 | 33 |
| Breite | 25 | 25 | 24—22 v. h. | 24 | (28,5—24,5) | 28,5 | 29 |
| $P_4$ Länge | 36 | 39 | 38 | 37 | 40 | 39 | 34 |
| Breite | 27 | 29 | 26—25 | 28,5 | (30—26,5) | 32 | 30 |
| | | IV | | | | | |
| $M_1$ Länge | 43 | 37 | 45 | 43 | 44 | 42 | 39 |
| Breite | 30 | 26 | 27—26 | 29 | (33—33,5) | 30 | 31 |
| $M_2$ Länge | 47 | 43 | 45 | 48 | 46,5 | 48 | 42 |
| Breite | 30 | 27 | 29—29 | 30 | (33—32) | 34,5 | 30 |
| | II | | | | | | |
| $M_3$ Länge | 47 | 44[2] | 48 | 45 | 46,5 | 45 | 45,5 |
| Breite | 27 | 26 | 27—26 | 28 | (30—33) | 33 | 26 |

2) Die Maße von III sind an der Kaufläche genommen. Ein entsprechender $M^3$ von Daxland, der vielleicht zu dem berühmten Schädel gehört, ist 55 mm lang (in schräger Richtung, innen: 54 mm). Größte Breite des Zahnes hinten: 28 mm, vorn: 30 mm. Höhe des Zahnes im Mitteltal außen: 28. Derselbe Zahn von Altlußheim hat als größte diagonale Länge 60 mm, größte Breite hinten: 32? (28 oben), vordere Breite: 31? (30 oben). Höhe des Mitteltals: 31? Die beiden letzteren gehören sicher zu *Rh. Mercki* JÄGER, das in gleicher Weise auch in Leimersheim vorkommt. Ein unterer $M_2$ mit 57 mm Kronenlänge und 34 größter Breite (57 und 37 bei H. v. M.). Die kleinere Form von Leimersheim (wohl *Rh. etruscus*, wie von Neupforz in München, hat 49 mm Länge bei 30 mm Breite. Der gleiche Zahn von Mauer hat 46 mm Länge und 27 mm Breite (also schmäler). Die Form von Wörth gleicht der kleinen Form von Leimersheim. $M_2$ von Mauer in Straßburg ist 48 mm lang, 33—31 mm breit und über 38 mm hoch; ein anderer ist 53 mm lang, 29,5—30 mm breit und 40 mm hoch. Keimzähne von Mauer 50—51 mm lang, 28—29 bzw. 27—28 mm breit. Gebiß von Altlußheim im Naturhistorischen Museum, Karlsruhe mit $P_2$—$M_3$ (gesamte Zahnreihe) = 265 mm, Länge des Kiefers vom Kinn zur Mitte des Abstandes der Kieferwinkel = 54 cm. Abstand der Kieferwinkel = 21, Höhe des Kiefers vor $P_2$ (vorderster P) = 7 cm, Höhe des vertikalen Astes vom Einschnitt zwischen Condylus und Proc. coronoideus zum horizontalen Ast = 22.3 cm, 48 cm = Länge des horizontalen Astes, 6,5 cm = Breite des Kiefers hinter $M_3$. Höhe daselbst = 11 cm. Das Gebiß des *Rh. Mercki* von Altlußheim hat eine Molarenlänge ($M_1 + M_2 + M_3$) = 156 mm. Genau die gleiche Länge hat der Kiefer ($M_1$—$M_3$ = 156 mm) von Walton, Essex, den R. OWEN pag. 362 als *Rh. leptorhinus* abbildet. Der auffallende kleine $M_3$ spricht gegen *Rh. Mercki*. Länge des $M_3$ diagonal zur Krone = 60 mm, Breite vorn = 21, Breite hinten = 22 mm.

I. *Rh.* cf. *Rh. etruscus* von Wörth (a. d. Sauer?) 1840, nach H. v. Meyer, Palaeontographica. Bd. 11. 1863—64. pag. 269 u. 271. (Manuskript und Zeichnungen in München.) Unterkiefer sehr schlank, ähnlich dem von Jockgrim und Leimersheim.

II. Isolierter $M_3$ des *Rh. etruscus* Falconer, von Mauer, in Straßburg.

III. „*Rh. Mercki*“ nach H. v. M., Palaeontographica. Bd. 11. 1863—64. t. 40 f. 1—3 von Mauer.

IV. „*Rh. Mercki*“, Unterkiefer in Karlsruhe, von Mauer, mit $P_3$—$M_3$ = 19 cm. Dicke hinter $M_3$ = 4,6, Höhe ebenda = 85.

V. Linker Unterkiefer von *Rh. etruscus* von Mauer. Museum zu Darmstadt. 5,5 cm Breite unten zwischen $P_4$ und $M_1$. Höhe vom Proc. coronoideus auf die Kante = 29 cm. Länge der Zahnreihe $P_3$—$M_3$ = 22 cm. Höhe des Ramus hinter $M_3$ = 11 cm, zwischen $P_4$ und $M_1$ = 9 cm. Breite des Gelenkkopfes = 8 cm. Vgl. Taf. III [XXXI], Fig. 2.

VI. *Rh. etruscus*, rechte Mandibel, in Straßburg, wahrscheinlich aus Hangenbieten. Höhe des Mandibelastes hinter $M_3$ = 80 mm (gegen 110 bei dem jugendlichen Kiefer von Mauer). Breite hinter $M_3$ = 4,6 cm. Eine Abbildung des typischen Stückes gebe ich auf Taf. III [XXXI], Fig. 1.

VII. *Rh. etruscus* Falconer race *Hundsheimensis* Toula, aus Hundsheim. Ausgrabung des Verf. von 1908. Höhe des Kiefers unter $M_2$ = 85 mm (Innenseite). Dicke unter $M_2$ = 55. Die Maße wurden an zwei Zahnreihen genommen, welche sich ergänzen. Abbildung auf Taf. II [XXX], Fig. 2.

VIII. *Rh. etruscus* race *Heidelbergensis* Freudenberg von Weinheim. 1/3 nat. Gr. Maße nach Abbildung. Breite hinter $M_3$ = 57 mm. Der Kiefer ist abgebildet auf Taf. II [XXX], Fig. 1.

IX. „*Rh. etruscus* (Mauer)“, nach Wurm, pag. 43.

Die Unterkiefersymphyse ist von der größten Bedeutung für die Systematik der jungtertiären und quartären Rhinocerosarten. Diese Bedeutung kommt ihr dadurch zu, daß ein allmählicher Schwund der Schneidezähne vor sich geht, welcher seinerseits wieder eine Verkürzung der Symphyse nach sich zieht. Sowohl bei *Rh. etruscus* typus Falconer[1]), wie ich die italienische *Etruscus*-Form des Oberpliocäns benenne, als auch bei *Rh. megarhinus* Christol aus dem Mittelpliocän von Montpellier findet man lange rinnenförmige Symphysen. Bei der Besprechung dieser Verhältnisse bei den pliocänen Vorläufern des sogenannten *Rh. etruscus* (var. *Heidelbergensis*) und des diluvialen *Rh. Mercki* Portis beziehe ich mich auf H. Falconers Palaeontological Memoirs. Vol. 2. t. 28 (*Rh. etruscus* der Sammlung Strozzi), auf t. 30 desselben Werkes mit *Rh. leptorhinus* Cuvier p. p. (*Rh. megarhinus* Christol) aus den Sanden von Montpellier, sodann H. v. Meyer, Die diluvialen Rhinoceros-Arten. Palaeontographica. 1863—64. t. 40. Die *Etruscus*-Reihe setzt fort in *Rh. etruscus* var. *Heidelbergensis* mihi. — Die *Megarhinus*-Reihe gipfelt in *Rh. Merckii* (Jäger) Portis von Taubach. Cf. A. Portis, Ueber die Osteologie von *Rhinoceros Merckii* Jäg. und über die diluviale Säugetierfauna von Taubach bei Weimar. Palaeontographica. N. F. Bd. 4 (25). t. 19 f. 4.

Incisiven sind nur bei *Rh. megarhinus* unten 2 — auf jeder Seite einer — vorhanden, wie besonders auf t. 30 f. 2 u. 3 bei Falconer zu erkennen ist. Die kurzen, der bleibenden Dentition ange-

1) Wäre vielleicht nach dem Vorschlage Toulas mit dem Lokalnamen *valdarnensis* zu belegen, welchen Falconer für sein Val d'Arno-*Etruscus* pag. 356, 359 u. 369 anwendet. Toula nannte die Rasse der Poebene *Rh. etruscus* var. *astensis* (Asti liegt in Ligurien zwischen Alessandria und Turin).

hörigen $I_1$ liegen in löffelartigen Gruben zu beiden Seiten der Schnauzenspitze. Diese beiden Vorsprünge sind auch noch bei *Rh. etruscus* des Val d'Arno (Falc. t. 28 f. 1—3) zu erkennen. Doch fehlen hier bereits die Schneidezähne. Sie fielen aus ihren Alveolen, wenn sie überhaupt in zweiter Dentition angelegt waren. Bei *Rh. etruscus* var. *Heidelbergensis* ist jede Spur von Schneidezahnalveolen beim erwachsenen Tier verschwunden (H. v. Meyer t. 40 f. 1—3). Die Symphyse ist vorn allseitig geschlossen und vollkommen gerundet. Gewisse, paarig angeordnete Hervorragungen auf der Symphysenunterseite hängen mit der Verwachsung der Milchzahnalveolen zusammen[1]), die bei dem Mauer-Rhinoceros je zwei, rechts und links, nachweislich vorhanden waren. Auf unserer Taf. II [XXX], Fig. 4 sind in der Milchmandibel von Mauer Alveolaren von $dI_1$ und $dI_2$ sichtbar. An einer zweiten, von Herrn Dr. A. Wurm beschriebenen Mandibel erkennt man gleichfalls zwei Milchzahnalveolen in der Symphysengegend des noch nicht fest verknöcherten Unterkiefers.

H. Schröder (l. c.) bildet auf t. 12 f. 3 eine Milchmandibel von *Rh. Mercki* (aus Mosbach) ab, welche gleichfalls die Alveolen von 4 Milchincisiven erkennen läßt.

In der Modellierung der vorderen Symphysenpartie machen sich dem Zahnverlust entsprechende Unterschiede geltend. Ich glaube zwei Grundtypen unterscheiden zu können: der *Megarhinus*-Typus, der im *Mercki* sein Extrem erreicht, und der *Etruscus*-Typus, der in der altdiluvialen bis mitteldiluvialen *Heidelbergensis*- bis *Hundsheimensis*-Reihe gipfelt. Das Endziel besteht darin, eine flach-schaufelförmige breite Symphyse zu bilden, was bei *Rh. Mercki* in vollkommenster Weise erreicht wird (Portis t. 19 f. 4). *Rh. etruscus* von Mauer (H. v. Meyer t. 40 und H. Schröder t. 12) erreicht das Ziel in weniger vollkommener Weise — einmal seinem etwas größeren geologischen Alter entsprechend[2]), dann aber, weil die Ausgangsformen verschiedene sind. Das von Falconer abgebildete *Rh. megarhinus* von Montpellier hat schon angenähert den geraden Vorderrand wie *Rh. Mercki* von Taubach, während *Rh. etruscus valdarnensis* (und wohl auch *astensis*) hier nicht abgestutzt ist, sondern einen äußerst fein modellierten vorderen Abschnitt besitzt. Man erkennt eine mediane Einschnürung, dann ferner einen löffelförmigen Vorsprung, welcher die inneren Incisiven beherbergt, nach hinten folgt beiderseits ein schwächerer Vorsprung, mit nach außen konvexer Zahnleiste, welche bei *Megarhinus* (Falconer) kaum hervortritt, hier aber vorn seichte Gruben für den frühzeitig ausgefallenen $I_2$ aufweist. Dieser zweite hintere Vorsprung wird mit zunehmender Verkürzung der distalen Symphysenpartie in die Breite gedehnt, wie das besonders für den Mosbacher *Etruscus* (Schröder) und in etwas weniger prägnanter Form auch für die Mauer-Symphyse (H. v. Meyer) zutrifft. Gerade hier war die Verkürzung der Schnauzenspitze schon so weit gediehen, wie bei *Megarhinus* von Montpellier, so daß H. v. Meyer pag. 267 zu folgendem zwar richtigen, doch nicht dem geschilderten, auf getrennten Bahnen erfolgten Rückbildungsvorgange Rechnung tragenden Schlusse kam: „In der Form der Symphyse, sowie darin, daß auf diese der zweite Backenzahn kommt, liegt indeß für die Species nichts Bezeichnendes.“ *Rhinoceros megarhinus* (Christol, Ann. Sc. nat. (2) T. 4. t. 4 f. 1 — Gervais, Pal. franç. t. 2 f. 8) verhält sich hierin dem *Rh. Mercki* ähnlich, auch gleichen die Backenzähne beider Species einander; das vordere Kieferende von Mauer hat selbst im Profil große Aehnlichkeit mit dem des *Rh. megarhinus* (Gervais t. 2

1) H. Schröder, Die Säugetierfauna des Mosbacher Sandes. t. 12 f. 6. *Etruscus*-Unterkiefer aus Mosbach mit vollkommen erhaltener Symphyse, zeigt in der Ansicht von oben noch grubenartige Vertiefungen, welche den „Löffeln“ bei dem Val d'Arno-*Etruscus* entsprechen dürften.

2) Leider ist von *Rh. Hundsheimensis*, das mit dem Taubacher *Mercki* gleichaltrig ist, keine Symphyse vorhanden.

f. 10). Letzterer Species stehen aber bleibende Zähne zu, die *Rh. Mercki* nicht besitzt (mit letzterem Namen bezeichnete v. MEYER auch die Form von Mauer).

Wie scharf in Wirklichkeit die *Megarhinus-* (Mittelpliocän)—*Leptorhinus-* (Oberpliocän)—*Mercki-* (Diluvium) Reihe geschieden ist von den *Etruscus*-Formen, das erhellt am besten durch den Vergleich der Längen und Breiten der Unterkiefersymphysen.

*Rh. leptorhinus* CUVIER emend. FALCONER besitzt nach diesem Autor (nach Maßen am CORTESI-Schädel und Unterkiefer im Museo Civico in Mailand, mitgeteilt in Pal. Mem. Vol. 2. pag. 392) 8,255 cm Länge der zahnlosen Symphysenpartie vom Anfang des Diastema. Die geringste Breite des Symphysenschnabels mißt am Beginn des Diastema 6,86 cm. Die Breite ist also **85** Proz. der Länge. Ganz anders ist der Längen-Breiten-Index bei *Rh. etruscus*. Ich beziehe mich wieder auf die Abbildung bei FALCONER t. 27 u. 28. Da ist die Länge der Symphysenrinne 11,6 bzw. 11 cm, die Breite jedoch nur 5,2 bzw. 4,7. Der Längen-Breiten-Index ist daher **45** bzw. **42,7**. Vergleichen wir hiermit die Symphyse von Mauer (H. v. MEYER t. 40), so steht hier eine Länge von 94 mm einer Breite von 59 gegenüber. Der Längen-Breiten-Index ist also **62,8**. Der Mosbacher Unterkiefer von *Rh. etruscus* (SCHRÖDER t. 12) hat eine Länge von 11,2 und eine Breite von 62,0. Der Index ist **55,3**. Dieser Kiefer nähert sich also dem Val d'Arno-*Etruscus* und stammt vielleicht aus einer etwas tieferen Lage als die Symphyse von Mauer. *Rh. Mercki* von Taubach hat (nach H. v. M. t. 19 f. 4) eine Symphysenlänge von 11,4 und eine Breite von 6,7. Der Index ist etwa **59**. Der *Megarhinus* von Montpellier hat (nach FALCONERS Abbildung) 13,2 Länge und 72 Breite [bzw. 12 : 72[1])], der Index ist **55,3**. Es ist also nur bei den italienischen Pliocänformen ein so starker Unterschied zwischen Länge und Breite der Symphyse zu beobachten.

Sehr auffallend verschieden ist die Stellung des $P_2$ (erster Prämolar) gegenüber dem Beginn der Symphyse. Bei *Rh. etruscus* (FALCONER und SCHRÖDER; auch STROMER v. REICHENBACH, Rhinocerosreste im Museum zu Leiden. t. 2 f. 3 b) sehen wir die Symphyse beginnen in der Höhe des halben vorletzten Prämolaren. Der vorderste P kommt regelmäßig schon auf die Symphysenpartie. Leiden und Mauer sind sich relativ ähnlicher, insofern als vom vorletzten P fast nichts auf die Symphyse kommt Val d'Arno und Mosbach (SCHRÖDER) sind sich recht ähnlich. Hier kommt von $P_3$ schon etwa die Hälfte auf die Symphyse.

Die Unterkiefer von Hundsheim und Weinheim schließen sich den *Etruscus*-Formen, besonders von Mauer und Leiden an und sind grundverschieden von *Rh. Mercki*, bei dem fast der ganze vorletzte P auf die Symphyse kommt (vgl. R. OWEN, Brit. foss. Mammals and Birds. f. 133 u. 135). Die Schnauzenpartie von Clacton gleicht nach H. v. MEYER (l. c. pag. 266—267) ganz einem *Mercki*-Unterkiefer, welchen KAUP (Akten der Urwelt. pag. 6. t. 2 f. 1) aus dem Rhein beschrieben hat. „Bei mangelnder Krone, nach den Wurzeln zu urteilen, kommt der zweite Backzahn $P_2$ ganz auf die Symphyse (wie bei den Exemplaren von Clacton)." Der Mosbacher Unterkiefer, welchen SCHRÖDER t. 12 f. 2 von *Rh. Mercki* var. *brachycephala* abbildet, verhält sich jedoch mehr wie *Rh. etruscus* vom gleichen Fundort, da die Symphyse mit ihrem unteren vorderen Teile noch weiter vorgewachsen ist, wie bei den geologisch jüngeren *Mercki*-Formen. — Einer allgemeinen Annäherung der ganzen Zahnreihe an *Rh. etruscus* entsprechend, steht nur der vorderste P auf der Symphyse. Dem Größerwerden der Molaren

1) GAUDRY, Enchaînement du monde animale. pag. 52. f. 48.

entsprechend, richtet sich bei *Rh. Mercki* der vertikale Ast stärker auf als z. B. bei *Rh. etruscus* (vgl. Schröder t. 11 f. 2 u. 3) und bietet einer kräftigen Pterygoideusmuskulatur breitere Ansatzfelder als *Rh. etruscus.*

Wurm hat ein großes Material von Unterkiefern bei seiner Studie „Ueber *Rhinoceros etruscus* Falc. von Mauer a. d. Elsens" in den Händen gehabt, so daß ich hier wörtlich das wiedergeben will, was Wurm pag. 44 gesagt hat:

„Schröder hat bereits eine ziemlich eingehende Beschreibung der Mosbacher Unterkiefer gegeben. Die von Mauer stimmen völlig mit ihnen überein. Ich will deshalb nur einige kurze Bemerkungen hinzufügen, zunächst über die Symphysenregion. Es liegen mir sechs mehr oder weniger gut erhaltene Symphysen vor. Gruben für Incisiven konnte ich nur an zwei Stücken erkennen, an dem gut erhaltenen Unterkiefer, dessen Maße ich an erster Stelle gegeben, und einem sonst sehr fragmentären, der wahrscheinlich einem jungen Tier angehörte. Bei dem letzteren, dessen Symphyse sehr gut erhalten ist, liegt zu beiden Seiten der Mittellinie je eine kleine, wenig tiefe Grube, bei dem ersteren erkennt man links zwei Gruben, eine in die Breite gezogene innere und eine rundliche äußere, rechts eine einzige runde. Ich erinnere daran, daß Alveolen für Incisiven sowohl an Unterkiefern von Mosbach (Schröder S. 71) wie von Italien (Falconer S. 360. Pl. 28 Fig. 2) und Le Puy (Falconer S. 367) beobachtet sind. Die Anordnung und Zahl der Gefäßlöcher auf der Unterseite der Symphyse wechselt sehr. Auch die Stellung der vorderen Zahnreihenkante zur Symphyse ist sehr variabel. Während bei fünf Unterkiefern der vorderste Prämolar teilweise oder ganz der Symphysenregion angehört, rückt bei einem bereits der $P_3$ in seiner vorderen Hälfte in die Symphyse ein.

Ganz aberrant verhält sich ein Unterkieferrest, bei dem $P_2$, $P_3$ und der vordere Teil von $P_4$ auf der Symphyse liegen. So weit auseinander liegen hier die Grenzen der Variation. Während bei den erstgenannten Unterkiefern die Symphyse verhältnismäßig schmal bleibt, da sie ja zahnlos ist, schwillt sie bei dem letzteren gewaltig an und ist viel massiger gebaut". — Nach meinem Dafürhalten liegt hier eine *Mercki*-ähnliche Uebergangsform vor. — „Unter dem mir vorliegenden Unterkiefermaterial befindet sich auch die von H. v. Meyer beschriebene Symphyse (Palaeontographica 11, 1863/64, S. 263, Taf. 40). H. v. Meyer stellte sie damals zu *Rhinoceros Mercki.*"

Sehr auffallend ist demgegenüber die Entwicklung einer Massetergrube im äußeren Ramus ascendens beim *Rh. etruscus valdarnensis* Falconer (Pal. Mem. Vol. 2. t. 27 f. 2). Auch bei dem *Etruscus* von Mosbach sind noch Andeutungen dieser Grube vorhanden (t. 11 f. 2). Der Backenteil von *Rh. Mercki*, welcher sich geradezu zu einem pferdeartigen Angulus entwickelt, ist glatt.

Interessant ist auch die Beziehung der Kaumuskulatur in den beiden Species zur Höhe der Zähne.

*Rh. etruscus* hat starke Masseterentwicklung und niederkronige Zähne[1]), mehr zu einer pressenden als mahlenden Nahrungsaufnahme geeignet. Demgegenüber hat *Rh. Mercki* eine stärkere Entwicklung des Pterygoideus und hochkronige Zähne, besonders eine lange Molarenreihe im Vergleich zu den Prämolaren. Hierin liegt ein Entwicklungsvorgang, der an Pferd und Kamel, also an typische Steppentiere, erinnert.

---

1) Erst *Rh. Hundsheimensis* gewinnt den rundlichen Kieferwinkel des *Rh. Mercki*, ohne jedoch den für diese Art bezeichnenden breiten und steil aufgerichteten Ramus ascendens zu erwerben.

Bei *Rh. leptorhinus* von Italien — wohl Cortesis Schädel ist gemeint; Cuvier, Oss. foss. t. 9 (47) f. 8 u. 9 — ist die für *Etruscus* und *Mercki* (wohl am ähnlichsten der var. *brachycephala* Schröder) bezeichnende Einpflanzung des ersten Prämolaren in die Symphyse vollzogen, welche bei der Form von Perpignan und Montpellier jedoch noch nicht erfolgt ist. Diese Einpflanzung des $P_2$ (vordersten P) bleibt in der Hauptreihe ganz gleichmäßig erhalten. Nur bei *Rh. Mercki* var. *brachycephala* tritt noch etwa die Hälfte des $P_3$ in den Symphysenabschnitt ein, einer kräftigen Vorwärtsverlagerung der ganzen Zahnreihe entsprechend. Bei *Etruscus* von Mauer erstreckt sich diese Verlagerung gelegentlich noch auf $P_4$.

*Rh. megarhinus* Christol scheint sich in dem Lageverhältnis von Symphyse zu $P_2$ ähnlich zu verhalten, wie das *Rh. leptorhinus* Cuvier (Oss. foss. l. c.). So spricht sich wenigstens H. v. Meyer aus, der die Arbeiten über *Rh. megarhinus* bzw. *leptorhinus* von Christol und Gervais mit zu Rate zog bei Beurteilung der Symphyse von Mauer.

*Rh. leptorhinus* von Montpellier und Perpignan hatte keinen einzigen Prämolaren in der Symphyse wurzelnd. Nur etwa die vordere Wurzel des $P_2$ kommt auf die Symphysenpartie bei der Form von Montpellier. Bedenkt man ferner, daß hier zwei verschieden große Nashornspecies vorkommen, so wird es wahrscheinlich, daß nur die eine von ihnen (die größere, welche vielleicht auch zu *Rh. pachygnathus* von Pikermi in Beziehung stand) die Ausgangsform des *Rh. megarhinus* Christol = *leptorhinus* Cuvier emend. Falconer, geworden ist. Die zeitliche Folge hat am klarsten Ch. Depéret ausgesprochen in: Les terrains tertiaires de la Bresse. pag. 193—194 (oben).

Ein sehr wichtiger Teil des Schädels bei Nashörnern ist die Nasenregion. Fig. 7 Taf. II [XXX] stellt, von vorn gesehen, die Region des vorderen Hornstuhles dar, mit kurzen, abgebrochenen Fortsätzen gegen vorn-unten und hinten-unten. Das in etwa $^1/_2$ der nat. Größe abgebildete Stück entstammt den Sanden von Mauer und wird in der geologischen Landesanstalt zu Darmstadt aufbewahrt. Das Vorhandensein einer knöchernen Nasenscheidewand schließt ohne weiteres die *Megarhinus* Christol und *Leptorhinus* Cuvier genannten Formen mit schlanken Nasalien ohne Septum aus und nähert sie entweder den *Mercki*- oder *Etruscus*-Typen. Um zu *Rh. Mercki* zu gelangen, muß im Laufe der Entwicklung sich ein Nasenseptum bei den Nachkommen des nächstverwandten *Rh. megarhinus* gebildet haben. Der große Schädel des *Rh. Mercki* var. *brachycephala* aus den Sanden von Mosbach wird Aufschluß über die fortschreitende Verknöcherung des Nasenseptums geben. Den vorliegenden Rest beziehe ich aber auf *Rh. etruscus*, einmal weil in Mauer bisher keine andere Species von Nashorn beobachtet wurde, dann aber weil die Uebereinstimmung dieses Nasenrestes mit *Rh. etruscus* teils aus dem Val d'Arno (siehe Falconer, Pal. Mem. Vol. 2. t. 26 u. 28), ferner mit H. Schröder (t. 13 f. 5) eine recht gute ist. Den hinter der Nasenspitze gelegenen Teil des Schädeldaches eines Mauer-*Etruscus* bringe ich Taf. I [XXIX], Fig. 3 im selben Größenmaßstabe zur Darstellung, wie die daneben abgebildete Gaumenplatte, und die Gehörregion darunter. Der Stirn, und Nasenpartie mit ihren beiden schwach entwickelten Hornstühlen fehlt jede Spur eines knöchernen Septums. Es war ein Weibchen

## Die Extremitäten.

Vom Humerus liegt ein distales Ende vor, mit zugehörigem Radius und Ulna. Die Stücke wurden in $^1/_4$ nat. Größe abgebildet. Ich bringe hier einige Maße mit ähnlichen Stücken in Vergleich.

| | *Rh. etruscus* | | *Rh. megarhinus* SIMONELLI | *Rh. Hundsheimensis*[2]) | *Rh. Mercki*[3]) |
|---|---|---|---|---|---|
| | Mauer | Leiden[1]) | | | |
| Geringste Breite des Humerus in der Mitte der Diaphyse | 48 | 57 | 68 | 67,5 | 79—80 |
| Größte Breite des Humerus unten | 105[4]) | 115—133 | 143 | 134 | 155—156 |
| Breite der distalen Rolle | 140 | 116—133 | — | 107,6 | 111—111 |

Auffallend sind an dem Tier von Mauer die gewaltigen Muskelhöcker an der Innenseite (welche auch am Radius auftreten) bei der sonst dünnen Diaphyse.

| Maße der Ulna | *Rh. etruscus* | | *Rh. megarhinus* Monte Giogio | *Rh. Hundsheimensis* | *Rh. Mercki* Taubach | *Rh. tichorhinus* Kraiburg |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | Mauer | Leiden | | | | |
| Größte Breite oben[5]) | 100 | 81 | 103 | 103,5 | 125 | 115 |
| Geringste Breite in der Mitte des Schaftes[6]) | 48 | 45 | — | 48 | 64,5 | 64 |

Bemerkenswert sind an der Ulna von Mauer wieder die starken Muskelhöcker, zumal am Olecranon.

| Maße des Radius | *Rh. etruscus* | | *Rh. megarhinus* Monte Giogio | *Rh. Hundsheimensis* | *Rh. Mercki* Taubach | *Rh. tichorhinus* |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | Mauer | Leiden | | | | |
| Größte Breite am Unterrand der Fossa sigmoidea | 90 | 71 | 68 | 84 | 100, 99, 98 | 100 |
| Breite in der Mitte des Schaftes von innen nach außen | 40 | 38 | 41 | 45 | 50 (47, 48, 40) | 60 (63) |
| Dicke der Innenseite in der Höhe der Unterkante der Fossa sigmoidea | 70 | 80 | — | — | 100, 100, 95 | 105 |
| Entfernung der Spitze des Olecranon von der Fossa sigmoidea oben | 150 | 115 | — | 140 | $>160$ | ? |

Der Radius ist mit seinem Oberende in einer Länge von 36 cm erhalten.

Ein ganzes Skelett von *Rh. etruscus* liegt nur aus Hundsheim vor.

---

Ein Calcaneus des *Rh. etruscus* von Mauer befindet sich in der Geologischen Landesanstalt zu Darmstadt. Größte Länge = 13 cm. Größte Breite vor dem Tuber = 4 cm. Höhe ebenda = 6 cm.

---

1) STROMER pag. 78 (Ueber Rhinocerosreste im Museum zu Leiden.)

2) Nach TOULA, Das Nashorn von Hundsheim. pag. 42.

3) Nach PORTIS, pag. 151. 71 am Rhinoceros von Taubach (STROMER), 79 an dem von Daxland, 80 an dem Taubacher (nach PORTIS), 80 nach STROMER an *Rh. antiquitatis* (Kraiburg), 80 (ebenda nach PORTIS). Ich messe 84 an dem Kraiburger *Tichorhinus*, 87,5 an dem *Tichorhinus* aus der Erpfinger Höhle (Tübingen), 77,5 an einem *Tichorhinus* von Tiergarten (Tübingen), 82 am *Tichorhinus* aus Lehm bei Tübingen. Dies alles kleinste Breiten in der Mitte. 170 = größte Breite bei *Rh. antiquitatis* (PORTIS).

4) Der Umfang in der Mitte des Schaftes mißt 20 cm.

5) *Rh. tichorhinus* ist nach PORTIS oben 110 mm breit, *Rh. Mercki* von Taubach 120 (PORTIS). *Rh. Hundsheimensis* von Deutschaltenburg (Hofmuseum in Wien) hat eine Breite des Radius oben von 102,5 mm, ebenda eine Tiefe von 71,5.

6) Der Schaft des Mauer-*Etruscus* hat in der Mitte 15 cm Umfang.

## Rhinoceroszähne aus dem Sande von Mauer bei Heidelberg.

Von E. Wüst, Straßburg i. E. 1898.

### a) Oberkieferzähne.

1) Aufgeklebte Etikette: *Rhinoceros Merkii.* Dil. Mauer, Baden. 2—. I. 219.

Ein sehr gut erhaltener Zahn, nach Größe und Form für $P_3$ sup. sinistr. zu halten (letzter Pm).

Außenwand nach außen gewölbt! Falten nur schwach markiert. Vorderhügel etwas reduziert. Cingulum von der vorderen akzessorischen Außenfalte (hier abgekaut) abfallend, dann bis zur Haupttalöffnung ziemlich horizontal verlaufend und schließlich auf der Innenseite des Hinterhöckers etwas ansteigend.

Stilidium kurz und breit, Abstand von der gegenüberliegenden Haupttalwand etwas über 1 mm. Im Stilidium eine kleine runde Grube. Parastilidium ein wenig angedeutet. Größte Cingulumbreite auf der Vorderwand = 4 mm.

Vier Wurzeln, die inneren beiden zum Teil verwachsen.

Der Zahn stimmt sehr gut mit dem Süßenborner Stücke No. 8 ($P_3$ sup. sinistr. typus B cf. *etruscus*) überein. Die kleine längliche Grube dieses Stückes, die sich dicht am Vorderrande des Zahnes befindet, ist vielleicht bei der Ankauung des Cingulums entstanden (vgl. Taf. I [XXIX], Fig. 6, rechts).

2) Aufgeklebte Etikette: genau wie 1.

Ein sehr gut erhaltener Zahn, nach Größe und Form für $P_2$ sup. sinistr. zu halten.

Der Zahn gehört offenbar zu demselben Gebiß wie 1 (vgl. Taf. I [XXIX], Fig. 6, links).

Vier Wurzeln, die beiden inneren zum Teil verwachsen. Da ich von einem $P_2$ (allerdings sup. dextr.) von Süßenborn (No. 3) eine ausführliche Beschreibung besitze, vergleiche ich den Zahn von Mauer mit diesem.

Außenwand bis ins Minimum übereinstimmend. Nur ist bei M das Cingulum an der Hinterseite völlig verschwunden.

Vorderwand übereinstimmend, Abkauung ungefähr gleich weit vorgeschritten. Maximalbreite des Cingulums auch 3 mm.

Hinterwand so stark abgerieben, daß an einer Stelle sogar der Schmelz ganz weggerieben ist (Druckusur); er scheint vorhanden gewesen zu sein. Vgl. auch das unter „Innenseite“ Gesagte.

Innenseite: Cingulum am Vorderhöcker etwas perlschnurartig entwickelt. Vom Haupttale an ansteigend, nach dem ersten Drittel des Hinterhöckers aber wieder abfallend und sich an der Umbiegung des Innenhöckers nach der Hinterwand verlierend (wie weit auf Abkauung beruhend?).

Rinne zwischen den beiden Innenhügeln nicht meßbar, Höhe des Cingulums ebenda = 11 mm.

Unter dem Cingulum zieht auf halber Höhe des Schmelzbandes eine buchtartige Linie hin, die sich nach der Vorderwand kaum, auf der Hinterwand aber bis über die Mitte derselben fortzieht.

Hintere Grube: ein rundes, geschlossenes Loch.

Haupttal: Innen in ca. 15 mm Höhe über der Zahnbasis durch Zusammentreten der Höcker verschmolzen. Parastelid angedeutet. Stelid mäßig gut entwickelt. Seitengrubenbasis sehr hoch — mehrere Millimeter über der Basis des Haupttales — gelegen. Bei weiterer Abkauung wird also die Seitengrube ganz verschwinden.

Die Kaufläche wird dann ähnlich aussehen, wie beim ersten Zahn. Umriß des Zahnes trapezförmig.

Die beiden Zähne sind von mir abgebildet auf Taf. I [XXIX], Fig. 6.

Die Uebereinstimmung mit dem zum Vergleich herangezogenen Süßenborner Stück ist eine sehr weitgehende. Auch mit den übrigen Süßenborner Stücken, die als $P_2$ sup. zu typus B. cf. *etruscus* zugehören, stimmt er gut überein.

3) Aufgeklebte Etikette: genau wie 1.

Ein sehr stark abgekautes Stück. Dem Erhaltungszustande nach nicht demselben Gebiß wie 1 und 2 angehörend. Wurzeln abgebrochen; waren aber offenbar wie bei 1 und 2. Das Stück stellt wahrscheinlich einen $M_1$ sup. sinistr. dar. Falten der Außenwand gut markiert; sehr gut ist auch das große Tal der Außenwand (Hinterhöcker — Mitte der Zahnbasis) markiert. An der Hinterwand ist nichts zu sehen, an der Vorderwand auch nicht viel. An letzterer scheint das Cingulum normal entwickelt zu sein. Maximalbreite = 3,5 mm. Auf der Innenseite setzt das Cingulum am Vorderhöcker fast ganz aus. Am Beginn des Hinterhöckers scheint es ganz aufzuhören. Haupttalpaß ca. 9 mm über der Zahnbasis. Im Haupttal ein Stelid noch angedeutet, sonst nichts von Falten.

Mit einem so stark abgekauten Stück ist leider wenig anzufangen.

Ich kann nicht sagen, ob das Stück demselben Typus wie 1 und 2 angehört. Es stimmt aber, wie es scheint, nicht übel mit $M_1$ *Etruscus*, gehört also wohl dem Typus B an.

4) Angeklebte Etikette: wie vorher, nur 1,50.

Ein $M_3$ sup. sinistr. Wurzeln und Vorderwand abgebrochen. Vordere Falten der Außenwand scharf markiert. Das große Tal unter dem Hinterhöcker ist nur schwach angedeutet. Hinterer Höcker reduziert. Hintere Grube nur noch als eine Art Stufe am Außenrande des Zahnes erhalten (wofern man hier unter Außenrand auch den Hinterrand mitversteht, der von diesem in keiner Weise scharf abgegrenzt ist. Das Haupttal öffnet sich weit, da die Höcker weit auseinander treten, und reicht mit seiner Oeffnung bis zur Zahnbasis. Das Cingulum der Innenseite des Zahnes verliert sich schon vor der Mitte des Höckers! Stelid kräftig entwickelt, Abstand von der gegenüberliegenden Haupttalwand = 5 mm. An der Stelle des Parastelids ein winziges akzessorisches Pfeilerchen.

Leider habe ich von Süßenborn keinen $M_3$. Auch habe ich über die $M_3$ von Schröders Mosbacher Modellen keine Aufzeichnungen gemacht.

Erhaltungszustand und Abkauungsgrad nach ist die Möglichkeit nicht ausgeschlossen, daß dieser $M_3$ demselben Gebisse angehört hat, wie die Stücke 1 und 2. (Vgl. Taf. I [XXIX], Fig. 5.)

5) Angeklebte Etikette: wie bei 4.

Ein stark abgekauter, ziemlich gut erhaltener $M_3$ sup. sinistr. Hintere Grube weniger rudimentär als bei 4. Auf der Vorderseite sieht man — zur Hälfte abgekaut — ein schmales (bis 2,5 mm) Cingulum. Am größten Teile der Innenseite des Vorderhöckers noch Spuren eines Cingulums. Vorpolster des Vorderhöckers wie bei 4.

Stelid kräftig, Distanz = 4 mm. Haupttalöffnung weit, doch nicht ganz bis zur Zahnbasis herabreichend. In der Haupttalöffnung ein noch unangekautes Pfeilerchen, das die tiefsten Stellen der Talsohle in der Mündung um 4—5 mm überragt.

Maßtabelle.

$S \cdot x = P_1$ *Etruscus* (Modell von Mosbach), vorderster Prämolar.

$S_8$ } von Mauer $= ? P_1$
$S_3$ } von Mauer $= ? P_2$
$S_1$ von Süßenborn $= ? P_3$
} Die Signaturen beziehen sich wohl auf Wüsts Tagebuch

1) = $P_3$ sup. sinistr., hinterster P
2) = $P_2$ „ „ mittlerer P
3) = $M_1$ „ „ (anderes Gebiß) } von Mauer
4) = $M_3$ „ „ „ „
5) = $M_3$ „ „ „ „

| Maße in mm | Sx | $S_8$ | $S_3$ | $S_1$ | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Länge der Außenwand basal | 32 | 32 | 36 | 36 | 49 | 49 | — | 54[1]) | 57[1]) |
| Desgleichen an der Kaufläche | 36 | 36 | 40 | 40 | 52 | (55)[2]) | 44 | 45 | — |
| Länge der Innenwand basal | 25 | — | 29 | 30 | 36 | 40 | ca.32 | — | 45 |
| Desgleichen an der Kaufläche | 27 | — | 33 | 29 | 42 | — | 31 | — | — |
| Länge der Vorderwand basal | 38 | 31 | 50 | 46 | 56 | 61 | — | — | 56 |
| Desgleichen an der Kaufläche | 30 | 29 | 44 | 38 | 47 | — | 44 | — | 43 |
| Länge der Hinterwand basal | 43 | — | 47 | 41 | 53 | 52 | — | 0 | 0 |
| Desgleichen an der Kaufläche | 34 | — | 36 | 35 | 37 | — | 38 | 0 | 0 |
| Abkauungsindex | 18 | — | 21 | 25 | 18 | 39 | 23 | 33 | 15 |

Die 5 Oberkieferzähne von Mauer gehören derselben Art von *Rhinoceros* an, der

a) das unter der Etikette „*etruscus*“ in der Halleschen Sammlung liegende Schrödersche Oberkieferzahnreihen-Modell von Mosbach angehört;

b) die Zähne des Typus B von Süßenborn angehören.

### b) Unterkieferzähne.

1) Ein Stück eines rechten Unterkieferastes mit 5 Zähnen. Der sechste (vorderste) ist abgebrochen. Man geht schwerlich fehl, wenn man annimmt, daß $P_2$, $P_1$, $M_2$ und $M_3$ vorliegen.

Die basalen Längenmaße dieser Zähne sind:

$P_2 = 32$ mm $\quad$ $M_1 = 37$ mm $\quad$ $M_3 = 41$ mm
$P_1 = 34$ „ $\quad$ $M_2 = 43$ „

(gemessen auf der Innenseite).

Die Zähne sind sehr stark abgekaut, so daß mit Formverhältnissen nicht viel anzufangen ist. Die Zähne bleiben konstant kleiner als die entsprechenden von *Mercki*.

2) Drei einzelne Keimzähne von Mauer, alle links!

Etiketten: 1. *Rhinoceros* sp. Unterkiefer. Mauer. 1,50.
2. *Rhinoceros*. Mauer. 1,—.
3. Desgleichen.

1. und 2. sind im Erhaltungszustand sehr ähnlich und gehören vielleicht einem Gebisse an.

Die basalen Längenmaße dieser Zähne sind:

1. = 49 mm } Die Zähne lassen sich also nicht mit denen des Gebisses 1 parallelisieren.
2. = 46 „ }
3. = 43 „ }

1. = 41 mm Höhe
2. = 38 „ „
3. = 41 „ „

(möglichst ebenso gemessen wie 1!)

Formell zeigen die 3 Zähne einen einheitlichen Typus, ich gehe aus Mangel an Vergleichsmaterial vorläufig nicht auf die Formverhältnisse ein.

1) Außenwand in weiterem Sinne (vgl. oben) genommen.
2) = Größte Länge.

3) Ein rechter Unterkieferzahn, angekaut, ohne Etikette, von ähnlichem Typus wie die vorigen, dem Erhaltungszustande nach wohl auch von Mauer; mißt 47 mm.

Anmerkung: Ich habe nachträglich die Höhenmaße der Keimzähne hinzugefügt: Höhe der Außenwand am hinteren Bogen des vorderen Halbmondes. (41, 38, 41).

Schlußbemerkung.

„Ich bin zu der Ueberzeugung gelangt, daß die Zähne von Mauer alle zu *Rhinoceros etruscus* Falconer gehören."

## Das Oberkiefermilchgebiß von Rhinoceros Mercki, verglichen mit dem des Rh. etruscus.

Eine Vergleichung der Milchgebisse von *Rhinoceros etruscus* mit *Rh. Mercki* hat wohl zum ersten Male E. Wüst [1]), zum zweiten Mal H. Schröder [2]) gegeben. Das Taubacher Milchgebiß darf als typisches *Rh. Mercki* angesehen werden. Ich kenne es aus eigener Anschauung und gebe von ihm unten die Maße, welche ich im Geologischen Institut zu Halle genommen habe. Herrn Prof. J. Walther und Herrn Prof. E. Wüst, damals noch in Halle, verdanke ich die nähere Kenntnis des Stückes. Die übrigen Originale von Mosbach habe ich in Berlin durch die Güte des Herrn Geheimrat Wahnschaffe mir ansehen können. Während das Taubacher Milchgebiß von Schröder zweifellos richtig bestimmt ist, so scheint mir das auf t. 8 f. 1a und 1b (1 und 2 der Tafel) nicht richtig erkannt zu sein. Aus folgenden Gründen muß ich es für das Milchgebiß von *Rh. Mercki* var. *brachycephala* Schröder halten: 1) Länge der Zahnreihe $d_1$—$d_4$: 153 mm gegen 152 bei dem Taubacher *Rh. Mercki*. Das *Rh. etruscus* ist viel kleiner: jenes aus dem Val d'Arno (H. Schröder pag. 36) hat als $d^1$—$d^4$: 141 mm gegenüber 140 bei dem in Tübingen befindlichen *Rh. etruscus* von Mauer, welches H. Schröder als *Rh.* cf. *etruscus* in Schoetensacks: *Homo Heidelbergensis* selbst bezeichnet. Der Unterschied von 1 cm ist bei den annähernd gleichaltrigen Tieren wichtig. 2) Das typische Unterscheidungsmerkmal der P des Oberkiefers in den beiden Arten, nämlich die starke Parastylfalte bei *Rh. etruscus*, kehrt in typischer Weise bei $d^1$—$d^4$, also den Vorläufern der P wieder an *Rh. etruscus* von Mauer (Tübingen) — vgl. unsere Taf. II [XXX], Fig. 3 — und ebenso an dem fragmentären *Rh. etruscus*-Oberkiefermilchgebiß, welches Schröder t. 8 f. 2 (3) abbildet. Namentlich ist das äußere Schmelzblech bei $d^2$ hier stark gewellt, während es an dem entsprechenden Zahn t. 8 f. 1b (2) fast eben ist. Die starke Undulierung findet sich wieder an dem *Etruscus*-Zahn von Mauer (in Tübingen). Das gleiche wichtige Merkmal gilt auch für die anderen Zähne. Auch der eben im Vorbrechen begriffene $M_1$ des Mosbacher Milchgebisses t. 8 f. (1b) hat eine viel zu ebene Außenwand — von seiner Größe ganz zu schweigen — um zu *Rh. etruscus* zu gehören. 3) Der Kontur der Abkauungsfläche bei *Rh. etruscus* ist [sowohl an dem Milchgebiß von Mauer als dem von Mosbach f. 2 (3)] unruhig, flatterig, dagegen an den *Mercki*-Milchzähnen gefestigter. 4) Auch scheint hier die Kronenhöhe eine etwas größere zu sein. 5) Gute Unterschiede bietet der $d^1$, einmal darin, daß bei *Rh. Mercki* — sowohl an dem Taubacher als an dem Mosbach-Fundstück — der vordere Außenhügel von dem vorderen Innenhügel stark isoliert bleibt, während an den entsprechenden Zähnen des *Rh. etruscus* beide Hügel sich zu vereinigen streben und nur ein enges Tal zwischen sich lassen.

Die zwischen den hinteren Innen- und Außenhügeln an dem vordersten Milchzahn (vielleicht auch den anderen d) auftretende Grube, welche nach hinten vom Basalband abgeschlossen wird, ist bei

1) Untersuchungen über das Pliocän und das älteste Pleistocän Thüringens. Stuttgart 1901. pag. 276—279.

2) H. Schröder, Die Wirbeltierfauna des Mosbacher Sandes. I. Gattung: *Rhinoceros*. Abh. d. Kgl. preuß. Geol. Landesanstalt. N. F. Heft 18. t. 8 f. 1a, 1b, 2 (*Rh. etruscus*) und t. 9 f. 1a und 1b. pag. 35—45, pag. 134—137 (*Rh. Mercki*).

*Rh. etruscus* von vorn nach hinten stark zusammengedrängt, während sie bei *Rh. Mercki* weit offen steht, auch bei anscheinend gleich tief abgekauten Zähnen. Es dürfte dieser letztgenannte Unterschied mit der mehr nach oben sich verbreiternden Form der *Mercki*-Molaren zusammenhängen, gegenüber den mehr prismatischen Zähnen des *Rh. etruscus*. Alles in allem stimmt das Mosbacher Milchgebiß t. 8 f. 1a und 1b weit mehr mit *Rh. Mercki* überein, als mit *Rh. etruscus*. Es ist schade, daß Schröder von seinem Val d'Arno-Milchgebiß keine Abbildung bringt. Es wäre so viel leichter, einen Ueberblick zu gewinnen, als durch Beschreibung allein.

Sicherlich richtig hat Schröder die Unterschiede seines sogenannten *Etruscus*, welches ich als *Rh. Mercki* var. *brachycephala* deute, vom Taubacher *Mercki*-Typus erkannt. Gerade hier an den Milchzähnen lassen sich zwei Rassen, die altdiluviale und die jungquartäre (jenseits des Maximums der vorletzten Vereisung in Norddeutschland stehend) vortrefflich unterscheiden. Ich begnüge mich mit dem Hinweis auf Schröders Ausführungen pag. 39[1]).

Von phylogenetischer Bedeutung ist die Feststellung, daß das Milchgebiß auf t. 8 f. 1a und 1b in vielen Punkten Aehnlichkeit hat mit *Rh. etruscus* (Val d'Arno) und von *Rh. Mercki* (Taubach) — abgesehen von den gemeinsamen Merkmalen, welche ich hervorhob — verschiedentlich abweicht. Uebrigens hebt Schröder hervor, daß das unvollständigere Milchgebiß von Mosbach, t. 8 f. 2 (3) betreffs des Verhaltens des Quertals und in anderen Punkten mehr dem Val d'Arno-*Etruscus* gleicht, als das von mir als *Rh. Mercki* gedeutete vollständigere Gebiß von Mosbach (Schröder pag. 40 u. 41).

Oberes Milchgebiß.

Maßtabelle, nach H. Schröder pag. 36 ergänzt und verbessert.

| | *Rh. Mercki* | | *Rh. etruscus* | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Mosbach | Taubach | Val d'Arno | Val d'Arno | Mosbach | Mosbach | Mauer |
| Länge des Gebisses an der Schmelzbasis außen | 153 | 152 | 141 | — | — | — | 140 |
| „ von $d^1$ außen | 31,5 | 26 | 27 | — | — | — | 26,5 |
| „ „ $d^2$ „ | 35 | 35 | 33,5 | — | 34 | 34 | 36 |
| „ „ $d^3$ „ | 42 | 43 | 36 | 34 | — | 38 | 43 |
| „ „ $d^4$ „ | 44 | 49 | 42 | — | — | 42 | 48 |
| Breite von $d^1$ vorn | 26 | 25 | 33 | — | — | — | 24 |
| „ „ $d^2$ „ | 41 | 41 | 36 | — | 34 | 34 | 36 |
| „ „ $d^3$ „ | 50 | 47,5 | 42 | 40 | 44 | 42 | 43 |
| „ „ $d^4$ „ | 54 | 52 | 46 | 42 | — | — | 44 |
| Höhe der Seite an $d^1$ | 18 | 22 | — | — | — | — | — |
| „ „ „ „ $d^2$ | 16 | 27 | — | — | — | — | — |
| „ „ „ „ $d^3$ | 27 | 27 | — | — | — | — | — |
| „ „ „ „ $d^4$ | 32 | 39 | — | — | — | — | — |

Die erste Beschreibung eines oberen Milchgebisses von *Rh. Mercki* schenkte uns Boyd Dawkins (Nat. Hist. Review. 1865. pag. 404—405. f. 1—5). Die letzte und ausführlichste verdanken wir Schröder. Sie bezieht sich auf ein Milchgebiß des Oberkiefers von Taubach. Ein $d^4$ des Göttinger Geologischen Instituts hat als größte Länge außen 57,5 mm, hintere Breite = 25, vordere Breite = 48. Ein $D^2$ ist 42,5 mm lang und 40 mm breit. Ein rechter oberer $d^1$ ist 30 lang, 22 breit. Ein anderer

1) „Die Differenz zwischen den beiden $d^1$ ist eine erhebliche: Sie besteht in dem Fehlen des Cingulums am Eingang des Quertals und eines deutlich entwickelten Parastelidions (Crista) bei *Mercki*, welch letztere Eigentümlichkeit diesen Zähnen in Verbindung mit der großen Weite des Haupttals und der Isoliertheit des Vorderhügels ein vollständig abweichendes Aussehen gewährt."

31 lang, 23 breit. Mit *Rh. hemitoechus*, dessen Milchgebiß, oben wie unten, von Falconer, Pal. Mem. Vol. 2. t. 21 u. 25 genau abgebildet und beschrieben wird, haben die Zähne Grays nichts zu tun, so wenig wie die von Mauer oder gar Taubach. *Rh. hemitoechus* entfernt sich auch im Milchgebiß in der Richtung gegen *Rh. tichorhinus*.

### Untere Milchzähne.

Maßtabelle, ergänzt nach H. Schröder, pag. 118.

| | *Rh. Mercki* | | | | | | | *Rh. etruscus* | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Mosbach in Frankfurt nach Schröder | Mosbach in Wiesbaden | Taubach nach Schröder | Taubach in München, zum Teil lose Zähne | | | | Mauer in Tübingen | Mauer, Koll. Freudenberg | Süßenborn in Halle? |
| Länge der Zahnreihe | 158 | — | 158 | — | — | — | — | — | ? | — |
| Größte Kronenlänge des $d_1$ in der Diagonale bzw. an der Basis innen (Schröder) | 18 | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| des $d_2$ desgl. | 32 | — | 32 | 33 | 32 | 33 | 34 | 32 | — | — |
| „ $d_3$ „ | 41 | — | 43 | 45 | 44 | 45 | 45 | 39 | — | 42,5 |
| „ $d_4$ „ | 50 | 43—44 | 47 | 47 | — | — | — | 39 | — | 43 |
| Größte Breite des Zahnes: | | | | | | | | | | |
| $d_2$ vorn | — | — | — | 14 | 13 | 14 | 15 | 13 | — | — |
| hinten | — | — | — | 16 | 15 | 16 | 17 | 16 | — | — |
| $d_3$ vorn | — | — | — | 21 | 19 | 19 | 21 | — | — | 18 |
| hinten | — | — | — | 21 | 21 | 22 | 23 | — | — | 21 |
| $d_4$ vorn | — | 25 | — | 22,5 | — | — | — | 20 | — | 21,5 |
| hinten | — | 24 | — | 24 | — | — | — | 20,5 | — | 22 |
| Kronenhöhe, außen gemessen: | | | | | | | | | | |
| $d_2$ | — | — | — | 21 | 25 | 22 | 32 | 17 | — | — |
| $d_3$ | — | — | — | 20 | 21 | 21 | 21 | 16 | — | — |
| $d_4$ | — | — | — | 25 | — | — | — | 17 | — | — |

Boyd Dawkins behandelt ausführlich das untere Milchgebiß von *Rh. Mercki* pag. 406—408 (Nat. Hist. Rev. 1865). Ueber die unteren Molaren (f. 6, 7, 8) sagt er: Die bedeutende Größe, die leichte Entwicklung der Rippen auf der vorderen Fläche (Area) unterscheiden die 3 letzten Milchzähne von den Homologen des *Rh. tichorhinus*, die erstgenannte Eigenschaft von dem *leptorhinus* Owen. (Darunter versteht Dawkins das von *Rh. etruscus* abstammende *Rh. hemitoechus* Falconer p. p., welches in den Gower-Höhlen typisch ist und irrtümlich aus Clacton angeführt wird. Hier findet sich *megarhinus* Dawkins = *Mercki* Jäger = *leptorhinus* Owen p. p.) Wir haben im englischen Diluvium wie in Deutschland: 1) *Rh. etruscus*, 2) *Rh. Mercki*, 3) *Rh. tichorhinus*, 4) *Rh. hemitoechus*. In Deutschland noch eine ältere Varietät von *Rh. Mercki* (var. *brachycephala*) und eine jüngere von *Rh. etruscus*, die in Süßenborn, Mosbach und vielleicht in Mauer vorkommt (hochkroniger Typus).

Da der erste Milchzahn nur selten in Unterkiefern fossiler Nashörner noch zu treffen ist, so empfiehlt es sich, die Längen der Reihe $d_2 + d_3 + d_4$ für verschiedene Species und Vorkommen gesondert zu betrachten. Die Tübinger Milchmandibel von *Rh. etruscus* var. *Heidelbergensis* ist 128 mm lang. Ein anderer Unterkiefer mit Milchgebiß aus meiner Privatsammlung wird von Herrn Dr. Wurm in Heidelberg untersucht. Ein „*Rhinoceros etruscus*“ aus Mosbach maß H. Schröder im Wiesbadener

Museum. Er sagt pag. 68—69 darüber folgendes: „Der erste Milchzahn weist nur noch die Wurzeln auf. $d_2$—$d_4$ sind gut erhalten, und der Keim des $M_1$ ragt bereits aus dem Unterkiefer heraus. Die Milchzähne sind alle angekaut und stehen weit aus dem Kiefer heraus, so daß der Zahnwechsel jedenfalls nahe bevorstand. Die Länge der Zahnreihe beträgt 129 mm. Diese Länge ist außerordentlich gering gegenüber den Längen, die ich bei *Rh. Mercki* von Taubach (149 mm) und einem anderen Unterkiefer mit Milchzähnen von Mosbach (158 mm) gemessen habe.“ Zu letztgenannter Messung habe ich zu bemerken, daß da ein Irrtum vorliegen muß. Hier hat offenbar der von mir hochgeschätzte Verfasser den $d_1$ mitgemessen (wohl an dem Frankfurter *Mercki*-Unterkiefer, der auf t. 12 f. 3 seiner Abhandlung abgebildet wird). Ohne den $d_1$ messe ich, wenn man die Verkleinerung der Abbildung auf $^1/_2$ natürliche Größe berücksichtigt, rechts 136 mm, links 142 mm; also Maße, die zwischen 128 (**129**) und **149** mit ca. 139 mm in der Mitte stehen.

Im Münchener Museum maß ich noch einige andere Unterkiefer mit $d_2$—$d_4$. Dabei erhielt ich folgende, mit Schröder etwa übereinstimmende Werte 145, 140, 140 für Taubacher-*Mercki*-Kälber.

Die Höhen des Unterkiefers vor $d_1$ sind bei *Rh. etruscus* von Mauer (Tübingen) 52 mm bzw. 50 mm bei dem Taubacher Fundstück (in München).

Höhe des Unterkiefers an der Milchmandibel des *Rh. Mercki* von Mosbach hinter $d_4 = 33$ mm (Schröder, pag. 69), ebenda mißt der Kiefer von Mauer 44 mm. Zwei Taubacher (in München) sind 65 mm hoch.

Der Wiesbadener Unterkiefer von *Rh. etruscus* ist 61 mm hoch ebenda, weil ein Tier im Zahnwechsel vorliegt.

Ueber die Milchincisiven habe ich in dem Abschnitt über die Symphyse gesprochen.

Ueber die Form der Milchzähne ($d_{1-4}$) des Unterkiefers von *Rh. Mercki* und *Rh. etruscus* hat H. Schröder pag. 62 einiges mitgeteilt. Er sagt: „Die Zähne erscheinen an dem Mosbacher *Etruscus*-Unterkiefer brachyodont gegenüber den echten *Mercki*-Zähnen, indem die Außenwände der Sicheln apikalwärts stärker nach innen überhängen; so zeigt die vordere Sichel des zweiten *Etruscus*-Milchzahnes eine Höhe von 15 mm gegenüber einer solchen von 24 mm des gleichen Zahnes eines Taubacher Rhinoceros von ungefähr gleichem Alter.“ In der Gestalt der Abkauungsflächen fand H. Schröder keine Unterschiede. Ich verweise auf unsere Taf. II [XXX], Fig. 4. Was Schröder über die Höhen der vorderen Sichel des *Rh. etruscus* am ($d_2$?) sagt, im Unterschiede zum *Rh. Mercki*, kann ich für alle drei d des Mauer-*Etruscus*-Kiefers bestätigen. Es steht hierin, wie in den Längenmaßen, weit hinter *Rh. Mercki* zurück (siehe Tabelle).

## Die verschiedenen Rassen von Rhinoceros Mercki und Rh. etruscus.

Am schnellsten erhalten wir einen Ueberblick über die quartären Nashornarten mit Ausnahme der *Tichorhinus*- und *Hemitoechus*-Formen, wenn wir von den verschiedenen Formen einen Zahn, etwa den oberen $M^2$ herausgreifen und ihn messend vergleichen.

Als Typus eines Merckschen *Rhinoceros* ist unter anderem der zweite obere Molar von Leimersheim (1) anzusehen, welchen H. v. Meyer Palaeontographica. Bd. 11. t. 39 f. 6 abbildet. Ihm schließt sich ein *Rh. Mercki* an, welches Toula[1]) aus Löß von Heiligenstadt (2) bei Wien, Schröder von

1) F. Toula, *Rhinoceros Mercki* Jäger in Oesterreich. Jahrb. d. k. k. Geolog. Reichsanst. Bd. 57. 1907. Heft 3. pag. 445—454. t. 10 u. 11. Meine 1906 geäußerte Vermutung, daß *Rh. Mercki* von Heiligenstadt mit dem Hundsheimer Tier identisch wäre, halte ich für unbegründet bei näheren Vergleichen. Das Niveau von Heiligenstadt ist vielleicht jüngerer

Jerxheim pag. 143 beschreibt und abbildet. Etwas kleinere, weil geologisch ältere *Mercki*-Zähne kennt man von Daxlanden (4) [H. v. MEYER l. c. und Mosbach nach SCHRÖDER t. 7 f. 2 (5) und eigenen Messungen (6) nach einem Gipsabguß des großen Mainzer Schädels von *Rh. Mercki*].

Es schließen sich 3 Exemplare des Hundsheimer (7—9) Nashorns und 2 des Kronstadter (10—11), dann das Weimar- und Kirchberg-*Mercki* an. Schließlich folgt *Rh. etruscus* von Mosbach (6 Exemplare) [5] nach SCHRÖDER pag. 62, 6) der *Etruscus*-Schädel in Mainz nach Gipsabguß einer Zahnreihe]. Einige obere $M^2$ von Mauer sind mit der Form von Mosbach zum Teil identisch, zum Teil auch verschieden, dies namentlich von dem Mainzer *Etruscus*-Schädel, dessen Oberkieferzähne durch die gewaltig entwickelten und steil ansteigenden Basalbänder einem anderen Typus angehören. Die Fortsetzung unserer Vergleiche macht ein $M^2$ von Bologna des *Rh. etruscus* FALCONER (Original zu FALCONER und CAPELLINI), nach einem Gipsabguß in Wien gemessen. „Abkauung ähnlich wie bei Kronstadt, Süßenborn etc. etc.“

Schließlich folgen wieder Formen des *Rh. Mercki* englischer Fundorte. Aus dieser Tabelle geht hervor, daß *Rh. Mercki* JÄGER sich stets gut von den übrigen hier angeführten Formen unterscheiden läßt. Es ist von Kirchberg, Taubach, Leimersheim, Heiligenstadt, Jerxheim, Rabutz hier angeführt [von anderen süddeutschen Fundorten könnte man nennen: Heppenloch, Steinheim a. d. Murr, Flurlingen, Dürnthen, Worms, Speyer, Altlußheim, Achenheim, Cannstatt (Lehm) und Backnang].

Ungefähr gleiche Größe des $M^2$ besitzen die Nashörner von Hundsheim und Kronstadt, Mosbach, Daxland, Bologna, Lauffen a. N., Pakefield. Sehr bemerkenswert ist die Uebereinstimmung in der Größe zwischen *Rh. etruscus* und *Rh. Mercki* var. *brachycephala* aus dem gleichen Horizont. Die kleinen *Mercki*-Formen, wie sie zum Teil aus England, zum Teil aus Thüringen bekannt sind, fallen in die Variationsbreite des *Rh. etruscus* FALCONER, trotz formaler Verschiedenheit.

| in Millimeter | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | *Rhinoceros Mercki* | | | *Rh. Mercki* v. *brachyceph.* | | | *Rh. etruscus* var. | | | | | *Rh. Mercki* | | |
| | Leimersheim | Heiligenstadt | Jerxheim | Daxland | Mosbach | Mainz | Hundsheim | | | Kronstadt | | Weimar | | Kirchberg |
| $M^2$ Länge außen | 69,2 | 68 | 69 | 57,2—67 | 54,9 | 59 | 54,1 | 55 | 55,2 | 59,5—61,5 | | 71 | 72,7 | 70,0 |
| Breite vorn | 73,3 | 70,3 | 72 | 64—67 | 57,4 | 68 | 58,3 | 60 | 62,1 | 60,4—60,8 | | 72,7 | 72,8 | 73,0 |

| in Millimeter | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 | 24 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | *Rh. etruscus* | | | | | | *Rh. etruscus* | | *Rh. Mercki* | *Rh. etruscus* |
| | Mosbach | | | | | | Bologna | Süßenborn | Lauffen | Mauer |
| $M^2$ Länge außen | 46 | 51 | 48 | 48 | 46 | 55 | 53 | 55 | 65 | 48 |
| Breite vorn | 57 [1]) | 60 | 62 | 61 | 50 | 57 | 56 | 60 [2]) | 62 | 57 |
| | SCHRÖDER | | | | | FRDBG. | | | FRDBG. | FRDBG. |

Löß. Es stammt aus dortigen Ziegeleien, wie auch ein Zahn von *Elephas primigenius* (*trogontherii?*) in der Sammlung der Technischen Hochschule. Die gleiche Kombination ist mir aus dem Rixdorfer Niveau (jüngere Lößstufe) an der Bergstraße – Huberg bei Weinheim — bekannt. Die ältere Lößstufe in lehmiger Ausbildung mit Reh etc. (Hundsheimer Fauna) ist am Laaerberg bei Simmering (Wien) unter jüngerem Löß mit Renn und über Belvedereschotter mit *Elephas planifrons* FALCONER (SCHLESINGER) aufgeschlossen (vgl. SCHAFFER, Geologie von Wien. 1906. pag. 183. t. 13).

1) Von der Basis der Hinterleiste nach der des Vorderhügels.

2) Nach WÜST, 1901. pag. 271. Das Süßenborner *Etruscus* (WÜST 1901. t. 4 f. 9) gleicht No. 20 von Mosbach.

| in Millimeter | 25 | | 26 | 27 | 28 | 29 | 30 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | *Rh. etruscus* | | | *Rh. Mercki* | *Rh. etruscus* | *Rhinoceros Mercki* | |
| | Pakefild | | Mauer | Mosbach | Süßenborn Koll. Rebl. | Rabutz | Taubach |
| $M^2$ Länge außen | 51 | 57,5 | ca. 58 | 59,5 | 50 | 68,0 | 72? |
| Breite vorn | ? | 54 | ca. 60 | 64 | 58 | 71,0 | 75 |

| in Millimeter | 31 | 32 | 33 | 34 | 35 | 36 | 37 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | *Rh. leptorhinus* Dawkins nach Schröder, pag. 99 | | | | | *Rh. megarhinus* Dawkins | |
| | Leyden | Ilford | Peckham | Durdham Down | Bielbecks Farm | Grays Thurrock? | |
| $M^2$ Länge außen | 49,0[1]) | 57,2 | 49,5 | 53,3 | 55,9 | 63,5 | 53,3 |
| Breite vorn | 59,2 | 69,3 | 65,8 | 68,6 | 66,5 | 74,9 | 67,1 |

1 H. v. Meyer, Die diluvialen *Rhinoceros*-Arten. Palaeontographica. Bd. 11. pag. 270 unten.
2 F. Toula, Ueber *Rh. Mercki* in Oesterreich. l. c. pag. 451.
3 H. Schröder, Die Wirbeltierfauna des Mosbacher Sandes. pag. 143.
4 Nach. H. v. Meyer, Diluviale *Rhinoceros*-Arten. Maße von Toula ergänzt.
5 Nach einem Gipsabguß (aus Berlin) von Toula gemessen.
6 nach Gipsabguß der Mauer-Zahnreihe gemessen vom Verf.
7, 8, 9 Maße in Toulas Arbeiten über *Rhinoceros Hundsheimensis.*
10, 11 F. Toula, Diluviale Säugetierreste vom Gesprengberg/Kronstadt in Siebenbürgen. pag. 582.
12, 13 Nach Originalen aus Taubach („Weimar") in Göttingen gemessen.
14 E. Wüst, Untersuchungen über das Pliocän und älteste Plistocän Thüringens. pag. 271.
15—19 Maße in Schröders *Rhinoceros*-Arbeit (1903). pag. 62.
20 Nach einem Gipsabguß aus dem Mainzer Museum vom Verf. gemessen. $Pm_2$ (vorderster P)—$M_3$ = 257 mm.
21 Nach Toula (wie 11 und 12).
22 Nach Wüst (wie 14).
23 Nach einem $M_3$ von Lauffen. Original im Naturalienkabinett in Stuttgart.
24 Gebiß aus dem Sand von Mauer aus der Sammlung des Verf.
25 Boyd Dawkins, On the dentition of *Rhinoceros etruscus* Falc. Quart. Journ. of the Geol. Soc. 1868. pag. 207—218. und E. T. Newton, l. c. t. 8 f. 4. Maße nach einer Pause genommen.
26 Nach dem vollständigen Oberkiefergebiß in der Geologischen Landesanstalt in Freiburg.
27 Schröder, Säugetierfauna des Mosbacher Sandes. t. 7 f. 3a und 3b bzw. 1 und 2.
28 Zahn von *Rh. etruscus* aus den Sanden von Süßenborn, Koll. Rebling.
29 Zahn von Rabutz (Wüst l. c.) *Rh. Mercki* Jäger.
30 Nach Wüst pag. 271. 29—30 sind *Rhinoceros Mercki.*
31—37 Die Maße der oberen $M^2$ sind von Schröder (l. c. pag. 99). Nach Boyd Dawkins zusammengestellt aus Natural History Review. Vol. 5. 1865; Quart. Journal. Vol. 23. 1867.

Nur um 6 mm ist die obere Zahnreihe des *Rh. Mercki* var. *brachycephala* des prächtigen Schädels im Mainzer Museum von dem *Rh. etruscus* der gleichen Sammlung größer. $P_2$—$M_3$ mißt beim ersteren 263 mm, beim letzteren 257 mm. So ist es ganz erklärlich, daß keine greifbaren Unterschiede aus den Zahnmaßen allein gewonnen werden können, um die beiden Arten zu unterscheiden. Immerhin ist der Breitenunterschied von über 1 cm bei nur 4 cm Längendifferenz beachtenswert, welcher zwischen *Rh. Mercki* und *Rh. etruscus* aus den Sanden von Mosbach an $M^2$ besteht (siehe die Maßtabelle). Auf die übrigen Unterschiede hat Schröder hingewiesen. Folgende Punkte sind unbedingt entscheidend für die Frage, ob *Rh. Hundsheimensis* zu *Rh. Mercki* var. *brachycephala* oder zu einer Form aus der Verwandtschaft des *Rh. etruscus* Falconer zu ziehen ist — oder mit anderen Worten, ob zur Reihe des

1) Clacton: 49,5 Länge des $M_3$ nach R. Owen, British fossil Mammals and Birds. pag. 373. f. 141, sogenanntes *Rhinoceros leptorhinus*; nach meiner Auffassung ein kleines *Rh. Mercki*, das jedoch nach dem Schädel nicht zu var. *brachycephala* gehört. Das fehlende Basalband und die Richtung des Sporns schließen *Rh. etruscus* aus.

*Rh. Mercki* JÄGER gehörig oder zu der des *Rh. etruscus* FALCONER: Das Rhinoceros von Hundsheim wie auch jenes von Kronstadt besitzen im Vergleich zur altquartären Rasse des *Rh. Mercki* (var. *brachycephala* SCHRÖDER) niedrigere Zähne, offenere Quertäler, im allgemeinen nach außen-vorn gerichteten Sporn (Crochet), starke horizontale Basalbänder, kräftige Parastylfalten an den P und absolut geringere Dimensionen als *Rh. Mercki*, soweit dasselbe der typischen Form des letzten Interglazials und des Riß I/II. Interstadials angehört.

Ich komme also zu dem nämlichen Schluß wie H. SCHRÖDER in der Arbeit über das *Rhinoceros Mercki* von Heggen im Sauerlande (Jahrb. d. Kgl. Preuß. geol. Landesanstalt. Berlin 1905. Bd. 26. pag. 212—239. t. 4), wo in seiner Synonymik das *Rh. Hundsheimensis* als *Rh. etruscus* geführt wird. Auch WURM kam zu diesem Resultat in seiner oben zitierten Arbeit. Wegen der scharfen Scheidung der beiden Stämme: *Rh. etruscus* → *Rh. Hundsheimensis* → *sumatrensis* und der erloschenen Linie: *Rh. megarhinus* → *Rh. Mercki* ist es auch nicht richtig, wenn F. TOULA, Diluviale Säugetierreste vom Gesprengberg usw. pag. 580 sagt: *Rhinoceros Kronstadtensis* n. f. aus der Formenreihe *Rhinoceros etruscus* FALCONER — *Rhinoceros Mercki* (JÄG.) SCHRÖDER. — Daß beide Stämme schon im allerältesten Quartär (Cromer-Elefant bed) scharf gesondert auftreten, beweist, daß sie schon im Oberpliocän, vielleicht sogar im Meeressand von Montpellier, in zwei Stämme differenziert waren (vgl. TOULA, Das Gebiß und Reste der Nasenbeine. pag. 23.)

Diese Feststellungen wurden durch Vergleich folgender Abbildungen vorgenommen:

1) *Rhinoceros Hundsheimensis* TOULA recte *etruscus* var. *Hundsheimensis*. Das Gebiß und Reste der Nasenbeine von *Rhinoceros Hundsheimensis* (l. c.) t. 1 f. 2. (Alle in dieser Arbeit dargestellten Funde wurden von mir eigenhändig ausgegraben und Herrn Hofrat TOULA überlassen, wie auch ein Unterkiefer meiner Ausgrabungen von 1908.)

2) *Rh. Kronstadtensis* recte *etruscus* var. *Kronstadtensis* TOULA. F. TOULA, Diluviale Säugetierreste vom Gesprengberg, Kronstadt in Siebenbürgen. L. c. t. 15 (1).

3) *Rh. etruscus*, Abbildung bei H. SCHRÖDER t. 4, 6, 10.

4) Abbildungen des *Rh. etruscus* (unsere Taf. I [XXIX], Fig. 4), Oberkiefer in der Geologischen Landesanstalt zu Freiburg in ca. $^1/_3$ nat. Gr.

5) Gipsabguß von *Rh. etruscus* aus dem Mainzer Museum.

6) *Rh. etruscus* bei E. T. NEWTON, The Vertebrata of the Forestbed-Series. etc. l. c. t. 8 f. 1—5.

7) *Rhinoceros Mercki* var. *brachycephala* SCHRÖDER, t. 3. Kopie nach H. v. MEYER, Palaeontographica. Bd. 11. t. 36. — Daxlander Cranium.

8) *Rh. Mercki* var. *brachycephala* bei SCHRÖDER, t. 7 f. 1—4. Zahnreihe von Mosbach.

9) Gipsabguß von *Rh. Mercki* var. *brachycephala* nach dem großen Mosbacher Cranium in Mainz.

10) Zähne von *Rh. Mercki* im Museum des Geolog. Instituts zu Göttingen.

11) Gipsabguß der Oberkieferzahnreihen von *Rh. Mercki* var. *brachycephala* von Daxlanden (Karlsruhe).

Nach Vollendung dieser Mitteilungen geht mir eine Schrift zu von A. WURM[1]), Ueber *Rhinoceros etruscus* FALCONER von Mauer a. d. Elsenz (bei Heidelberg). 4 Taf. 3 Textfig. Es freut mich, feststellen zu können, daß auch WURM, wie früher schon SCHRÖDER, zu dem Ergebnis kommt, daß in dem *Rhinoceros etruscus* von Mauer nicht die typische Form von Val d'Arno vorliegt, sondern daß Uebergänge gegen *Mercki*-ähnliche Formen vorkommen. Pag. 50 sagt Verf. darüber: „Ich glaube auf Grund

1) Verhandl. d. Naturhist.-mediz. Vereins zu Heidelberg. N. F. Bd. 12. 1912. Heft 1.

der obigen Feststellungen, daß sich in Mauer der Uebergang der *Etruscus*- in *Mercki*-Formen anbahnte. Es treten neben typischen *Etruscus*-Formen, wenn auch in der Minderzahl, Formen auf, die zwar in der Gesamtmorphologie der Zähne dem *Etruscus*-Typ noch ziemlich nahestehen, oder doch unverkennbare Merkmale fortschreitender Entwicklung in der Richtung des *Mercki*-Typus sich erworben haben." Einen solchen *Mercki*-ähnlichen, d. h. relativ hochkronigen Zahn sammelte ich bei Bammenthal in den höheren Schotterlagen, etwa 15 m über der Unterkante. Es entspricht dies Niveau, das zudem viel größere Bisonten, Pferde und Edelhirsche bei Bammenthal mir geliefert hat, als unten in der Schicht des *Homo Heidelbergensis* vorkommen, den Sanden über der Lehmbank in Mauer. Im übrigen ist zu bedauern, daß Wurm nicht genauer auf die Fundstätten der von ihm bearbeiteten Reste geachtet hat. Es kann wohl kein Zweifel bestehen, daß die reineren *Etruscus*-Typen von Mauer den tieferen Niveaus entstammen, als die „*Mercki*-ähnlichen Uebergangsformen". Demnach handelt es sich bei *Rh. etruscus* (Mauer) wie Wurm den Kreis dieser Formen nennen möchte, nicht um zeitlich gleichwertige Varianten, sondern um Uebergangsformen in vertikalem Sinne, worauf ich das Augenmerk zu richten versuchte. Die oben angeführte Bezeichnungsweise ist also ungenau, da beide Typen wahrscheinlich verschiedenen Horizonten entstammen. Die von mir gewählte Bezeichnungsweise *Rh. etruscus* var. *Heidelbergensis* hat das Hinterhaupt aus den tieferen Sanden von Mauer als Typus und steht gegenüber dem *Rh. etruscus* var. *Hundsheimensis* Toula und progressiven Formen aus Mosbach (Mainzer Schädel) und Süßenborn. Diese entstammen einem sicher jüngeren Niveau (verlehmtem älterem Löß bzw. Mindelschotter).

So wichtig nun auch die Wurmsche Feststellung ist, daß *Mercki*-ähnliche Uebergangsformen in Mauer vorkommen, so muß ich mich doch gegen die Annahme verwahren, es sei *Rh. Mercki*, etwa von Taubach, von *Rh. etruscus* abzuleiten. Abgesehen davon, daß in Mosbach *Rh. Mercki* als race *brachycephala* Schröder [1]) in Schichten vorkommt, welche noch hochentwickelte Formen des *Rh. etruscus* [2]) führen neben *Elephas primigenius Fraasi* Dietrich, so hat man auch schon einen typischen *Mercki*-Zahn unter Lagen mit *Rh. etruscus* im Norfolk-Forestbed gesammelt (Gunn).

Viel wahrscheinlicher ist mir, für *Rh. Mercki* ein besonderes Entstehungszentrum anzunehmen, das ich im südlichen Sibirien suche. Als Begründung für diese Annahme will ich hier nur die Häufigkeit dieser Art im Rixdorfer Horizont in Sibirien, Rußland und Norddeutschland anführen. Das nördliche Sibirien müssen wir dann als Entstehungszentrum des *Rh. tichorhinus* ansehen, wo die Art auch das Maximum ihrer Häufigkeit erreicht.

In Europa haben wir gleichfalls die Entwicklung zweier Nashornstämme vor uns: in Südeuropa; *Rh. etruscus*; in Nordeuropa, besonders entlang der feuchten atlantischen Küste sich ausbreitend, *Rh. hemitoechus* Falconer, das eine dem *tichorhinus* analoge Parallelentwicklung aus *Etruscus*-Stamm in Nordeuropa durchgemacht hat.

## B. Proboscidea spec. indet.

Ein einziges Bruchstück eines Elefanten-Calcaneus fand ich in den oberen Niveaus der Höhle von Hundsheim. Auf eine an Herrn Hofrat Toula gerichtete Anfrage wurde mir der Bescheid, daß jenes Stück in Wien nicht aufzufinden sei. Dadurch ist es mir nicht möglich, hier eine Abbildung davon zu geben. Ein an gleicher Stelle 1913 gefundenes Rippenfragment ist 64 mm breit und 24 mm dick.

1) Der noch unbeschriebene Mainzer Schädel aus Mosbach ist abgebildet in Mordziol, Die Rheinlande.

2) Ist scharf unterschieden von *Rh. Mercki* var. *brachycephala*. Ich werde auf die Unterschiede im zweiten Teil dieses Buches zurückkommen.

Vermutlich lag das Calcaneus-Fragment mit *Rhinoceros*-Knochen untermengt unter den Materialien von Hundsheim im k. k. Hofmuseum zu Wien. Im August 1913 fand ich es dort nicht.

Um das Bild unserer Fauna so wahrheitsgetreu wie möglich zu machen, und keine Lücke entstehen zu lassen, habe ich von den 2 hier in Betracht kommenden Elefantenarten *Elephas trogontherii* Pohlig und *Elephas antiquus* Falconer je einen Molaren zur Abbildung gebracht. Bei dem durchaus wärmeliebenden Charakter der Hundsheimer Fauna dürfte *Elephas primigenius* Blumenbach ausgeschlossen sein. Der auf Taf. III [XXXI], Fig. 5 abgebildete obere Molar ($M_3$) gehört „der breitkronigen Varietät des *Elephas antiquus*" an, wie Leith Adams sich ausdrückt in: Monograph on the British fossil Elephants (t. 20 f. 1a, 2 und 3, und t. 21 f. 1). Namentlich der letzte obere Molar (t. 20 f. 2) vom Forestbed von Corton Suffolk zeigt gute Uebereinstimmung mit unserem Zahn aus dem Tonlager von Jockgrim in der Pfalz. Derselbe ist nur weniger abgekaut als der englische Molar.

Ich verzichte hier darauf, eine genaue Beschreibung des Zahnes von Jockgrim zu geben. Wir bringen ihn in $^1/_3$ seiner Größe zur Darstellung. Pohlig identifiziert die besagte Varietät des „*Elephas antiquus*" von Leith Adams ausdrücklich mit *Elephas trogontherii*. In neuerer Zeit geht Pohlig sogar noch weiter, indem er auch den *Elephas meridionalis* des Cromer Forestbed als *E. trogontherii* deutet[1]), als die „*meridionalis*"-ähnliche Varietät im Gegensatz zu der „*primigenius*"-ähnlichen. Die letztere „Art" erhielt schon früher den Namen des *Elephas intermedius* Jourdan und wurde neuerdings von Dietrich als *Elephas primigenius Fraasi* bezeichnet. Es ist die altertümliche Varietät der Mindeleiszeit, welche sich jedoch in Rückschlägen noch lange neben typischem *Elephas primigenius* mit hohen Zahnkronen und größerer Lamellenzahl erhalten haben dürfte.

Der typische *Elephas trogontherii* wurde aus Süßenborn von Pohlig[2]), dann von E. Wüst l. c. beschrieben. Vielleicht ist *Elephas armeniacus* Falconer[3]) aus Prioritätsgründen dem Pohligschen Namen vorzuziehen. Boule[4]) beschrieb Reste dieses Formenkreises aus Tilloux, Laville von Villejuif in „La Feulle des jeunes Naturalistes". T. 3 u. 4. 1. 1908. (4.) No. 449 u. 450. Pavlow[5]) aus Tiraspol in Südrußland z. T. als *Elephas Wüsti*. Als ältesten Vorfahren der hier in Betracht kommenden Elefanten stellte G. Schlesinger[6]) den *Elephas planifrons* Falconer fest in mittelpliocänen Schottern des Wiener Beckens. Eingehende Behandlung findet die *Trogontherii*-Frage durch Soergel[7]) in der Palaeontographica. Bd. 60. 1912, welche jedoch durch Schlesinger modifiziert werden dürfte.

In der Sammlung der Technischen Hochschule zu Wien befindet sich ein Molar eines Elefanten, der weder zu *Elephas meridionalis* noch zum typischen *E. antiquus* noch zu *E. primigenius* gerechnet werden kann. Die Krone ist zu breit für *E. antiquus*, die Lamellen sind zu zahlreich für *E. meridionalis* oder *E. antiquus*, doch nicht zahlreich genug für Mammut.

---

1) H. Pohlig, Ueber *Elephas trogontherii* in England. Monatsber. d. Deutsch. Geol. Ges. Heft 5. 1909. pag. 242—249. — Vgl. L. Rutten, Dis diluvialen Elefantenarten der Niederlande. Ebenda 8. Okt. 1909. pag. 396—401.

2) Dentition und Kraniologie des *Elephas antiquus* Falc. Nova Acta. 1888. pag. 190—227.

3) Pal. Mem. Vol. 2. t. 10 f. 3.

4) M. Boule, La Ballastière de Tilloux près de Gensac-la-Pallue Charente. L'Anthropologie. T. 6. 1895. pag. 497—509.

5) M. Pavlow, Les Eléphants fossiles de la Russie. Nouv. Mém. de la Soc. Imp. des Natural. de Moscou. T. 17. Part. 2. 1910. pag. 57. t. 1—3.

6) Studien über die Stammesgeschichte der Proboscidier. Jahrb. k. k. Geol. Reichsanstalt. Bd. 62. 1912. Heft 1. Der Fundort bei Dobermannsdorf liegt in einer höheren und älteren Terrasse wie das Vorkommen bei Dürnkrut a. d. March, von wo wir einen *Hippopotamus*-Rest erwähnen.

7) *Elephas trogontherii* Pohl. und *Elephas antiquus* Falc., ihre Stammesgeschichte und ihre Bedeutung für die Gliederung des deutschen Diluviums. 3 Taf. 8 Tab. 14 Textfig. 110 S.

Der Schmelz ist dick und in sich gefältelt. Die Lamellen sind in der Längsachse des Zahnes in sich auseinandergezogen, so daß sich benachbarte Schmelzbüchsen sehr nahekommen.

Das Stück stammt aus Löß von Heiligenstadt. Von ebendaher und auch aus jüngerem? Löß stammt ein fast vollständiger Mandibelast von *Rh. Mercki* JÄGER (var. *vindobonensis* TOULA). Neuerdings hat G. SCHLESINGER Reste des *Elephas (meridionalis) trogontherii* bei Krems bekannt gemacht (l. c. pag. 151): „Ein mit Ausnahme des Kopfes fast vollständiges noch unpubliziertes Skelett von *E. trogontherii* im Museum in Krems (Niederösterreich) zeigt ebenfalls diese riesigen Dimensionen. Es sind eben die dem mächtigen *E. meridionalis* noch näher stehenden Typen, wie auch die geringere Kronenhöhe erweist." *E. antiquus* FALCONER kommt bei Mauer in typischer Form vor. Ich bringe einen unteren $M_2$ in $^1/_2$ natürlicher Größe von diesem Fundort zur Abbildung. Es ist nicht ausgeschlossen, daß der Hundsheimer Elefantenrest zu der Form von Mauer gehört, dessen Sande ein Nashorn beherbergen, welches mit *Rh. Hundsheimensis* in vielen Punkten übereinstimmt. Ein kleiner *Antiquus*-Rest ist auf derselben Tafel als Fig. 4 wiedergegeben. Er hat eine hohe stratigraphische Bedeutung, insofern er aus einer tiefen Lehmzone des älteren Löß von Achenheim stammt, wo auch das MERCKsche Nashorn, die Form von Taubach und Heiligenstadt bei Wien, beobachtet wurde. *E. antiquus* ist im braunen Lehm mit Reh und Bos unter dem „mit sehr deutlicher Diskordanz nach Westen über die älteren Schichten übergreifenden" hellen Löß vom Laaerberg bei Simmering (Wien) zu erwarten. (Vgl. SCHAFFER, Geologie von Wien. 1906. pag. 183. t. 13.)

## C. Cavicornia.

### Einleitende Bemerkungen zu *Ovis (Ammotragus) Toulai* n. sp. und *Capra (Hemitragus) Stehlini* nov. sp.

W. FREUDENBERG, Die Fauna von Hundsheim in Niederösterreich. Jahrb. d. k. k. Geolog. Reichsanstalt. Bd. 58. 1908. Heft 2. pag. 215—217.

A. NEHRING, Diluviale Reste von *Cuon, Ovis, Saiga, Ibex* und *Rupicapra* aus Mähren. Neues Jahrb. f. Min. etc. 1891. Heft 2. pag. 116—155. (Als *Ibex fossilis* werden pag. 133 Reste aus Certova-dira bezeichnet.)

K. v. FRITSCH, Die Funde des Herrn Pater Gottfried Zumoffen in den Höhlen am Fuße des Libanon. Abh. d. naturf. Ges. zu Halle. Bd. 19. bes. pag. 61—66.

O. FRAAS, Geologisches aus dem Libanon. Württemb. Jahrb. 1878. pag. 372—379 (379 *Capra primigenia*).

I. TSCHERSKY, Beschreibung und Sammlung posttertiärer Säugetiere. In: Wissenschaftl. Resultate der von der K. Akad. d. Wiss. zur Erforschung des Janalandes und der neusibirischen Inseln in den Jahren 1865 und 1886 ausgesandten Expedition. Abt. 4. Mémoires de l'Acad. Impér. d. Sc. de St. Pétersbourg. Sér. 7. T. 40. No. 1. 1892.

I. N. WOLDŘICH, Reste diluvialer Faunen und des Menschen aus dem Waldviertel Niederösterreichs. Denkschriften d. math.-naturw. Kl. d. K. Akad. d. Wiss. Bd. 60. Wien. 1893. bes. pag. 28—36 und pag. 9—10.

— Wirbeltierfauna des Pfahlbaues von Ripac bei Bihac. Wiss. Mitt. aus Bosnien und der Herzegowina. Bd. 5. Wien 1897. bes. pag. 25.

M. SCHLOSSER, Die Bären- oder Tischoferhöhle im Kaisertal bei Kufstein. Abh. d. Kgl. Bayr. Akad. d. Wiss. Kl. II. Bd. 24. Abt. 2. München 1909. pag. 429—437 und bes. 458—460.

E. HARLÉ, Faune de la grotte des Fontainhas (Portugal). Bull. de la Soc. géolog. de France. Sér. 4. T. 8. 1908. No. 460. pag. 463.

Der speziellen Beschreibung der Hundsheimer Ziegen und Schafe muß ich einige Bemerkungen vorausschicken, die sich auf die Systematik und die Verbreitung der lebenden Formen beziehen, soweit diese für uns hier in Betracht kommen. Ich folge hier Dr. W. KOBELT (Die Verbreitung der Tierwelt. Leipzig 1902. pag. 98ff.): „Die Verbreitung der verschiedenen Arten des Ziegengeschlechts ist eine so interessante, daß ich mir nicht versagen kann, hier eine kurze Uebersicht derselben einzuschalten. Wir sind der westlichsten Form derselben, dem Pyrenäensteinbock (*Capra pyrenaica* BRUCH und SCHIMP.,

nach Blasius Säugetiere, trägt als Bock einen schwachen Bart, wie die ebenfalls kurzbärtige *Capra hispanica* Schimp. aus dem nördlichen Spanien, der Sierra Nevada und Sierra Ronda, deren Hörner etwas schwächer schraubenförmig im Raume gebogen sind) schon oben begegnet und werden im Kaukasus eine dritte (*Capra caucasica* Güld.), die man neuerdings in drei Lokalarten zerlegen will, kennen lernen." — Es sind dies *Aegoceras Pallasi* Rouiller = *Ovis cylindricornis* Blyth., ein schlecht gewählter Genusname, denn „der Bock trägt einen deutlichen, ziemlich kurzen Bart", ferner *Capra caucasica* Güld. s. str. und *Capra Severtzowi*. — „Der Alpensteinbock trägt keinen Kinnbart, die beiden andern Arten, die sich auch im Hörnerbau näherstehen, haben kurze, aber deutliche Bärte. Man unterscheidet deshalb die bartlosen Arten als Untergattung *Ibex* von den bärtigen, die wieder nach der Beschaffenheit ihrer Hörner in zwei Untergattungen zerfallen, *Capra* mit dreikantigen, *Hircus* mit nur zweikantigen Hörnern. An sie schließt sich in Südosten eine Reihe von Arten, welche sämtlich stattlich bebartet sind und Hörner tragen, welche, wie die des Steinbocks, sichelförmig in einer Ebene, nicht spiralig gebogen sind. Die Länder am Aegäischen Meer und ganz Kleinasien bis zum armenischen Hochlande bewohnt die vorhin genannte Bezoarziege (*Capra aegagrus* L.), welcher zwei neuerdings unterschiedene Arten aus dem Archipel (*Capra picta* Ehrbg. von Antimelos und *Capra dorcas* Reich. von Giura) und nach neueren Forschungen auch der fast mythisch gewordene Steinbock von Creta (*Capra amalthea* Maltz.) zugerechnet werden müssen. Wie weit sie sich längs der südlichen Randgebirge des ionischen Hochlandes verbreitet, namentlich ob die aus Beludschistan angegebenen Wildziegen oder Steinböcke ihr zugehören, kann ich nicht entscheiden, da ich nie Exemplare von dort gesehen habe[1]). Ebenso weiß ich nicht, ob Angaben von der südlichen Balkanhalbinsel sicher auf sie zu deuten sind, oder ob es sich da um verwilderte Hausziegen handelt, welche ihrer Stammutter wieder ähnlich geworden sind, wie auf dem altheiligen Samothrake oder auf Tavolara und dem isolierten Monte Christo südlich von Elba.

Jedenfalls schließt sich in Vorderasien südlich von der cilicischen Senke an die Bezoarziege eine gut verschiedene Art, der Sinaisteinbock (*Capra beden* Forsk. s. *sinaitica* Hempr.), der die kahlen Felsengebirge bis zum Sinai und tief nach Arabien hinein (als *Capra Mengesi* Noack in Hadramaut) bewohnt, der Wuul der Araber und mit dieser hängt wahrscheinlich das Auftreten einer eng verwandten, wenn auch spezifisch verschiedenen Art in Abessynien (*Capra wali* Rüpp.) zusammen, die einen der merkwürdigsten paläarktischen Züge in der Fauna dieses interessanten Hochlandes bildet. Nach Nordosten dagegen finden wir die sämtlichen Gebirgszüge vom Altai bis zum Himalaya bewohnt von der gleichfalls langbärtigen sibirischen Wildziege (*Capra sibirica* Meyer s. *himalayana* Schinz.), die sogar im Hochtal des Indus, in Kaschmir, noch eine Lokalrasse (*Capra Dauvergnei* Sternd.) gebildet hat. Dem Himalaya eigentümlich ist die von den anderen Wildziegen sehr erheblich abweichende großhörnige oder Schraubenziege (*Capra Falconeri* Wagn. s. *megaceros* Hutton), deren Verbreitungszentren am Suleiman dagh zu liegen scheint. Sie ist die Stammmutter der prachtvollen schraubenhörnigen Ziege der Mittelmeerländer, wie man sie z. B. bei Palermo ausschließlich sieht. Nach Landsdell soll am oberen Sarafschan in Turkestan eine von der sibirischen Art verschiedene Wildziege vorkommen, doch ist über sie nichts Genaueres bekannt geworden. Das chinesische Turkestan, China und Tibet schienen keine echten Ziegen zu besitzen" (pag. 204). „Mehr den südwestlichen Teilen der Hochebene

1) Nach Fitzinger verbreitet sich die Bezoarziege tatsächlich bis zum Himalaya, und nach Nitzsche findet sich eine hierher gehörige Form im Rhodopegebirge, während Steinböcke aus den höchsten Stöcken der dinarischen Alpen zu *C. ibex* gehören sollen.

gehört die Schraubenziege an, der Markhor (*Capra Falconeri* Wagn.), die wir schon oben bei der Uebersicht der Verbreitung des Ziegengeschlechts erwähnt haben. Sie bewohnt die Hochlande vom Oberlauf des Indus bis zu dem des Oxus und dem Hindukusch und unterscheidet sich von allen anderen Ziegen durch die schraubenförmig in zwei Drehungen gewundenen, aber kaum gebogenen mächtigen Hörner. Der Bock trägt einen sehr starken Bart und einen mähnenartigen Brustbehang. Sie ist in neuerer Zeit öfter in unsere Tiergärten gekommen. Nach Adams soll in denselben Gebieten, aber nie an denselben Lokalitäten auch ein echter Steinbock vorkommen, den er nach dem Namen, den ihm die Eingeborenen beilegen, *Capra skyn* nennt. In der neueren Literatur über die vorderindische Säugetierfauna finde ich diese Art nicht erwähnt. Es handelt sich vielleicht um die Lokalform des sibirischen Steinbocks, die wir als *Capra Dauvergnei* Steind. schon oben erwähnt haben. Mit der prächtigen Himalayahalbziege dagegen, dem Thar oder Thahir (*Hemitragus jemlaicus* H. Smith) weidet der Markhor friedlich zusammen. Der Thar, der keinen Bart, aber ebenfalls eine stattliche Mähne und viel kürzere Hörner besitzt, hat neuerdings eine besondere geographische Wichtigkeit dadurch gewonnen, daß man eine eng verwandte Art (*Hemitragus jayakari* Thos.) in den Bergen des arabischen Oman, jenseits des Persischen Meerbusens gefunden hat. Eine dritte Art der Gattung (*Hemitragus hylocrius* Og.) lebt bekanntlich, durch ganz Indien vom Thar getrennt, in den Bergen Südindiens. Das ist eine Verbreitung, die auf ein sehr hohes Alter der Gattung deutet. [Unsere Hundsheimer Ziegenfauna mit *Capra* und *Hemitragus* neben *Ammotragus* bestätigt dies vollkommen.] Wir dürfen nicht außer acht lassen, daß der Thar, jung eingefangen, das tropische Klima des Tieflandes recht gut aushält und also früher auch wohl in tiefer liegenden Gebieten verbreitet gewesen sein kann.“ Pag. 215: „Eine eigentümliche Erscheinung bildet im Gebiete des tyrrhenischen Meeres eigentlich nur das Muflon (*Ovis musimon* Schreber), das sich in den Bergen Korsikas und besonders Sardiniens[1]) noch häufig findet. Vereinzelte Knochenfunde deuten darauf, daß es sich früher auch in den Pyrenäen gefunden hat, aber aus Italien fehlen uns meines Wissens alle Spuren, ganz wie in den Alpen, und wir sehen darum keine Möglichkeit, es mit seinem nächsten Verwandten, dem cyprischen Wildschaf (*Ovis ophion* Blyth) oder dem anscheinend ausgerotteten und systematisch noch einigermaßen unsicheren kretischen Muflon in geographische Verbindung zu bringen; das nordafrikanische Mähnenschaf gehört zu einer anderen Gruppe. Die Verbindung mit dem asiatischen Hauptverbreitungsgebiet der Wildschafe muß durch die mitteleuropäischen Gebirge gegangen sein, wo sich in Südfrankreich (*Ovis antiqua* Pomm.), in England (*Ovis Savini* Newton) und in Mähren (*Ovis argaloides* Nehring) noch im Pleistocän Wildschafe finden, deren Blut sich vielleicht in unserem zahmen Schafe heute noch geltend macht. Das Muflon ist in Korsika und Sardinien auf wenige der höchsten Bergzüge beschränkt und wird seit der Einführung besserer Gewehre auch in

1) Eine merkwürdige Inselform ist *Myotragus balearicus* D. Bate (The Geological Magazine. N. S. Dec. 5. Vol. 6) von der Insel Majorca, ein kleiner ziegenähnlicher Ruminante mit nagerartigen mittleren Incisiven, enorm dicken Metapodien und stark reduziertem Prämolargebiß. ($P\frac{3}{1}$.) Von den oberen Incisiven ist nichts erhalten. Das Tier scheint auf der Insel sein rasches Gehvermögen verloren zu haben; vielleicht fehlten auch die Raubtiere. Die Schneidezähne sind eine Anpassung an das Abschälen von Rinden in den ? Ericaceengebüschen und gleichen fast denen des Aye-Aye auf Madagascar (unter den Lemuren). Die Reduktion der Prämolaren steht in Beziehung zu einer vorwiegenden Benutzung des $M_1$—$M_3$, entsprechend einer spezialisierten Ernährungsweise, die eine starke Beanspruchung des $M_3$ nötig machte. Diese Prämolarreduktion ist bei den Tylopoden eine gemeinhin bekannte Erscheinung. In gleicher Richtung haben auch andere Steppentiere sich zu differenzieren begonnen. Ich erinnere an *Saiga tartarica*, wo der vorderste P öfters fehlt. Auch das Hundsheimer Mähnenschaf beginnt seinen vordersten P zu reduzieren. Eine dem *Myotragus* in der Prämolarreduktion und in den kurzen plumpen Füßen ähnliche inselbewohnende Paarhuferform ist der Artiodactyle, den E. D. Cope in Smithsonian Contributions to Knowledge pag. 489. Washington 1887) beschrieb von der Antilleninsel Anguilla (On the contents of a bone cave in the Island of Anguilla [West-Indies] t. 1 u. 5.)

Sardinien rasch seltener. Im kaiserlichen Wildpark in Schönbrunn bei Wien erhält sich seit nahezu 200 Jahren eine Muflonherde, in halbwildem Zustand, ein Beweis, daß das Hochgebirge für ihr Gedeihen durchaus nicht unbedingt nötig ist. Daß das Muflon sich mit dem Schafe paart und sich auch im wilden Zustande freiwillig zu ihm gesellt, war schon den Alten bekannt" (Amber = Bastard von Muflon und Schaf).

Ueber die Verbreitung der *Ammotragus*-Gruppe, von der wir einen Vertreter in Hundsheim glauben feststellen zu können, äußert sich Kobelt folgendermaßen: „Wo sich im Gebiete der Sahara oder an deren Rand Felsengebirge erheben, tritt an Stelle der Antilopen ein Wildschaf, das Mähnenmuflon (*Ovis* s. *Ammotragus tragelaphus*). Es geht vom marokanischen Atlas bis zum nubischen Gebirge an den Nilkatarakten und findet sich auch in den Bergländern im Innern der Sahara, freilich überall ziemlich selten, einzeln oder in kleinen Rudeln. Carlo von Erlanger traf es aber auch in der ebenen Sahara an der tripolitanischen Grenze in der Hammada (Steinwüste), und es mag somit weit durch die Sahara verbreitet sein. Aber sein Lieblingsaufenthalt sind die Hochgebirge. In den zerklüfteten Felsenwildnissen bewegt es sich mit derselben Gewandtheit und Sicherheit, wie der Steinbock der Alpen, und die Jagd auf es ist nicht minder schwierig, wie auf diesen; sicheren Erfolg verspricht nur das Auflauern an einer der spärlichen Quellen. Außer den Menschen wird ihm höchstens der Panther gefährlich, der sich aber nur selten in die kahlen Steppenberge verirrt; hier und da mögen ihm auch Steinadler und Lämmergeier ein Junges wegheben. Der ‚Aroni', wie die Araber das Mähnenmuflon nennen, gleicht in seiner Färbung so vollkommen dem kahlen Felsboden, daß er selbst aus geringer Entfernung kaum zu erkennen ist."

Die von mir 1906 als *Ovis* cf. *ammon* L., *Capra* cf. *jemlaica* und *C. aegagrus* beschriebenen Reste wurden nochmals eingehend untersucht. Es stand mir hierbei einmal das alte, von Toula, Porsche und mir gesammelte Material, dann aber von meinen 1908 vorgenommenen Grabungen eine Anzahl von Resten zur Verfügung, welche auf *Ovis* und höchstens eine Ziegenform im engeren Sinn verteilt werden mußten.

Es waren dies besonders Schädel- und Gebißreste, im Zusammenhang mit den Teilen des Rumpfskeletts. Sie fanden sich in der mittleren Abteilung der hier deutlich horizontal geschichteten, lehmigen Höhlenfüllung, wo ich 2 Jahre früher mit Herrn Dr. Porsche, Adjunkten der geologischen Lehrkanzel von Prof. Toula, schöne Ueberreste von *Machairodus* und *Rhinoceros* gefunden hatte. Unter den neuen Funden beanspruchen besonderes Interesse eine fast vollständige Wirbelsäule und die gut erhaltenen Metapodien des Schafes. Mehrere dazugehörige Zahnreihen verteilen sich auf 2 Individuen, ein ausgewachsenes und ein junges Tier, dem die Wirbelsäule und eine Anzahl zerbrochener Knochen zugehören. Bei großer Sorgfalt, geschickteren Arbeitern, als ich sie hatte, und genügender Zeit hätte sich das ganze Skelett heben lassen. Doch dasselbe war so innig mit einem Hirschgeweih verschränkt, daß ich vorzog, dieses zu bergen und das junge Schafskelett zu opfern. Sonst enthielt die Schicht eine vollständige Vorderextremität, ferner die Tibia mit dem Fuße von *Bison priscus*, ferner einige Reste von Hirsch und Reh. Sehr wichtig ist die Tatsache, daß ein Schädel der Tharziege mit beiden Hörnern und beiden Oberkieferzahnreihen an einer benachbarten Stelle, sowie ein Hornfragment derselben Species mit Ober- und Unterkiefer gefunden wurde. Die Form der Zahnmarken, welche ich im Naturalienkabinett in Stuttgart eingehend mit Gebissen verschiedener Steinböcke und zahlreicher Arten des Wildschafs verglich, bewies mir deutlich, daß die Reste nicht zu einem eigentlichen Steinbock, noch zu *Capra* im engeren Sinne sondern zu einer Tharziege gehören, welche ich zu Ehren Dr. Stehlins „***Capra (Hemitragus)***

***Stehlini***“ nenne. Das ältere Material, das zu der Tharziege gehört, faßte ich 1908 unter der Bezeichnung *Capra* cf. *jemlaica* zusammen. Es ist zum Teil schwer von einer zweiten Form zu scheiden, die in etwa gleicher Häufigkeit in Hundsheim gefunden wird. Die Reste, auf welche ich diese zweite Art ***Ovis (Ammotragus) Toulai*** begründe, umfassen zunächst von einem starken alten Tier (wohl ♀) ein distales Humerusende, den proximalen Gelenkteil des Radius, ein fragmentäres Becken: und vor allem den schönen, auf Taf. V [XXXIII], Fig. 15 u. 14 abgebildeten Unterkiefer, nebst einigen Oberkieferzähnen von besonders starken Dimensionen und dem oberen Ende eines Hornkerns. Diese Reste sprach ich 1906 als *Ovis* cf. *ammon* an, und dachte, sie könnten sich mit *Ovis argaloides* Nehring als identisch erweisen. Es zeigte sich jedoch, daß offenbar zur selben Species gehörige, von mir im Zusammenhang mit Gebiß und Hornresten gefundenen Metapodien zu kurz und stämmig sind, um für die Gruppe der Schafe im engeren Sinne in Betracht zu kommen.

Das gilt vor allem für *Ovis montana, O. Polii, O. nivicola, O. Hodgsoni, O. argaloides*, besonders aber für die fast rehartig schlanken Knochen des *O. Vignei* oder des *O. arkal.* Hingegen ist ihre Beziehung zu der *Ammotragus*-Gruppe: *O. tragelaphus* recht nahe. Auf die Unterschiede von dieser Form soll bei Besprechung der Gehörne genauer eingegangen werden. Bezüglich der Extremitätenknochen verweise ich besonders auf die von Nehring gegebenen Unterscheidungsmerkmale. Ich führe hier unter Weglassung der gezähmten Formen die von diesem Autor pag. 130 gegebene kleine Tabelle zum Vergleich mit der Hundsheimer Species an. Bezüglich der Breite der distalen Humerusrolle:

| Name: | *Ammotragus Toulai* (Hofmuseum Wien) | | | | | *C. jemlaica* | *Ibex alp.* | *Hemitragus Stehlini* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| mm | 47,5 | 50,0 | 50,0 | 50,0 | 49,2 | 42 | 33 | 43,0, 43,0 43,0 (Hofmuseum Wien) |

| Name: | *Ibex foss.* (Vypustek) Woldřich | *O. tragelaphus* adult. ♂ | *Ammotragus Toulai* |
|---|---|---|---|
| mm | 33 | 48,5 | 50 49 (Weinheim) |

| Name: | *O. musimon* ♂ | ♀ | *O. argaloides* | | *O. Polii* ♀ | *O. montana* juv. ♂ |
|---|---|---|---|---|---|---|
| mm | 29 | 28 | 34 | 35 | 40 | 43 |

Das obere Ende des Humerus, im Verlaufe der Sehnenrinne zwischen der Tuberositas major und minor, mißt bei einem erwachsenen Tier von Hundsheim 60 mm, gegen 53 mm bei *Capra jemlaica* des Himalaya. Als Querdurchmesser des proximalen Humerusendes gibt Woldřich für den lebenden Alpensteinbock 45 mm und 65,5 für die fossile Form *(Ibex priscus)*. Als „größten Durchmesser“ nennt Woldřich 50,4 mm für die rezente Form und 77,6, ja 88,0 mm für das Fossil. Das Olecranon ist bei einem alten Hundsheimer Tier, vom Oberende der Facies sigmoidalis bis zur Ellenbogenspitze gemessen, 61 mm hoch. — Das proximale Radiusende mißt an dem Tübinger Skelett von *O. tragelaphus* (Mamm. 334) 49,0 mm. Bei der rezenten Tharziege des Berliner Museums ebenda 41 mm. An Hundsheimer Exemplaren der *Ovis Toulai* wurden bei einem jungen Tiere 42 mm, bei alten 48,0 mm und dreimal 49,0 mm gemessen. Für den rezenten Steinbock gibt Woldřich ebenda 34,8 mm an, für *Ibex priscus* 51,3, 42,6, 49,0, 49,0 und 45,0 mm, also ähnliche Maße, wie für *Ovis Toulai* und *Ovis tragelaphus.*

Zwei distale Radiusenden, vielleicht von demselben erwachsenen Hundsheimer Tiere herrührend, haben eine quere Breite von 41 mm bei 29—30 mm Tiefe in der dazu senkrechten Richtung. Demgegenüber hat die rezente Tharziege aus dem Himalaya eine distale Breite von 42 mm und 30 mm ebenda. Auf pag. 135 seiner genannten Arbeit gibt Nehring die Maße der distalen Radiusenden (quere Breite) von *Ibex alpinus* und *Capra Falconeri* zu je 41 mm für erwachsene Männchen. Ein ähnliches Maß zeigt *Ammotragus tragelaphus* mit 43 mm für ein Männchen und 37 mm für ein Weibchen.

Woldřich gibt für den rezenten Steinbock 32,4 gegen 50,8 mm für *Ibex priscus* von Vypustek an. Zu einem *Ammotragus Toulai*, vielleicht demselben Individuum wie zuvor, gehören zwei proximale Scapulaenden mit wohlerhaltenen Gelenkpfannen. Einschließlich des Acromion sind dieselben, von vorn nach hinten gemessen, 45 und 49 mm breit, während die rezente Tharziege hier 45 mm mißt. Von Von außen nach innen, in der dazu senkrechten Richtung hat die Gelenkgrube 30 und 34 mm im Durchmesser, bei 28,5 mm an der Tharziege[1]). Der Hals des Schulterblattes mißt entsprechend dem vorhergehenden 27 und 29 bzw. 15 und 16 mm. Bei einem *Hemitragus* von Hundsheim sind diese Maße 21 und 12, bei dem Thar 26 und 14 mm. Als Länge der Gelenkgrube von Schulterblättern des Steinbocks gibt Woldřich folgende Maße an: 26,8 (*Ibex alpinus*), 52,5, 36,5, 46,2 (*Ibex priscus*). Als Breite im obigen Sinne: 21,9 bzw. 36,8, 27,1 und 34,5. Die geringste Breite des Halses mißt 20,6 bzw. 36,0, 29,0 und 32,6. Die größte Dicke unterhalb des Acromion beträgt 10,8 bzw. 18,8, 15,2 und 17,4 mm. Die Maße der Scapula sind bei dem fossilen Steinbock und den Hundsheimer Tieren von ähnlicher Veränderlichkeit und können danach nicht allein getrennt werden. — Unter dem von Toula in Hundsheim gesammelten Material befindet sich ein Femur von *Ovis* in guter Erhaltung. Nur der erste Trochanter ist abgebrochen bzw. als Epiphyse abgefallen, so daß sich das Längenmaß von 246 mm von der distalen Rolle zum Caput erstreckt. Die rezente Tharziege hat ein 222 mm langes Femur. Das von *Ibex alpinus* mißt 205,6 nach Woldřich. Der fossile Steinbock Woldřichs hat ein 272,7 mm langes Femur, sein Schaft ist in der Mitte 28,7 mm breit, gegenüber 28 mm bei dem wesentlich kürzeren Femur von Hundsheim und 18,2 mm bei dem um etwa ein Drittel schwächeren Alpensteinbock. Das distale Gelenkende hat bei dem Hundsheimer Femur eine Breite von 58 bzw. 61 mm und 63 mm bei alten starken Tieren und 55—57 mm, an der losen Epiphyse eines jungen Tieres gemessen. Der Alpensteinbock mißt hier nach Woldřich 43,0, *Ibex priscus* 60,5 mm. Die Tharziege erreicht mit 55 mm die untere Grenze der Hundsheimer Schafe.

Die Breite des Femuroberendes vom Innenrand des Caput bis zum Außenrande des ersten Trochanters beträgt bei alten Tieren von Hundsheim 65, zweimal 70 und 67 mm; vom fossilen Steinbock aus Vypustek wird sie im Mittel um mehr als 1 cm (78,8 mm Breite) übertroffen. Der Alpensteinbock (Berlin) bleibt mit 47,7, die Tharziege mit 58 mm hinter den Hundsheimer Ziegen und Schafen weit zurück.

Tibien sind in Hundsheim dreimal gefunden worden. Nie erreichten sie die gewaltigen Dimensionen des Steinbocks der jüngeren Lößzeit und blieben namentlich in der Breite der Gelenke hinter jener Form zurück. Als größte quere Breite des Oberendes führt Woldřich für diese Form 78,8 und für den Alpensteinbock 47,7 mm an. Einige andere Maße der Tibia werden in folgender Tabelle[2]) zusammengestellt:

| Maße in mm | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Größte Länge | 288 | 275 | 265,5 | 276,5 | 248,1 | 317 |
| Breite (Mitte) | 26? | 27? | 28? | 24 | 18,2 | 28,7 |
| „ (Unterende) | 35 | 37 (38) | 36 | 36 | 36 | 60,5 |

1) *Hemitragus Stehlini* von Hundsheim hat eine ganz anders geformte Scapula. Auf der Innenseite vom Coracoid abgewandt, erscheint hier ein starker, zur Außenkante hin 23 mm lang sich erstreckender Muskelhöcker, während bei *Ammotragus Toulai*, einem gleichfalls erwachsenem Tier eine glatte Fläche hier erscheint. Breite des Collum bei *Hemitragus* (Hundsheim) = 23,5 mm gegen 29 bei *Ammotragus*. Der Durchmesser der Gelenkgrube von außen nach innen mißt hier 31—35 (*Ammotragus*), bei *Hemitragus* (Hundsheim) 27, bei *Hemitragus* (Himalaya) 28,5.

2) 1 *Ammotragus Toulai* Frdg., 2 und 3 *Capra Stehlini*; 4 *C. jemlaica*, Kuaripaß, Himalaya, 10—11000 Fuß; 5 *Ibex alpinus*; 6 *Ibex priscus* Woldřich.

Eine lose proximale Tibiaepiphyse aus der Hundsheimer Höhle ist nur 55 bzw. 61 mm breit und ca. 48 mm tief. *Capra jemlaica* mißt ebenda 54 und 60 mm. Die Hundsheimer Arten erreichen also, wie auch die Tharziege, nicht die plumpen Gelenke der eigentlichen Steinböcke. — Ein weiß gefärbtes Beckenfragment, wohl einem Schafweibchen zugehörig, hat ein 49 bzw. 50 mm breites Acetabulum, während schwächere Tiere nur 34, 35 und 36 mm ebenda messen. Die rezente und fossile Tharziege hat einen Querdurchmesser von 30 bzw. 32 mm. Der Alpensteinbock mißt nach Woldřich hier sogar nur 21,5 gegenüber 32,1 mm bei *Ibex priscus*.

Auf Taf. VI [XXXIV], Fig. 3a, und Taf. VI [XXXIV], Fig. 3b gebe ich die Abbildung eines Metacarpus und Metatarsus von *Ovis Toulai*. Auch in diesen Skeletteilen unterscheidet sich diese Gattung vom (jungdiluvialen) Steinbock durch ihre größere Schlankheit. Eine Rinne ist auch hier an der Vorderseite der Metatarsalien entwickelt, doch vielleicht nicht so stark ausgeprägt wie beim Steinbock.

Sehr charakteristisch für die *Ovis*-Arten im Unterschiede zu *Capra* ist Form und Stellung der distalen Gelenkenden an den Metapodien. Zur Untersuchung lagen mir Metacarpalien von *Capra caucasica*, *C. hispanica*, *C. hircus*, *Ovis Vignei* und *Ovis* spec. sowie von *Ammotragus tragelaphus* im Wiener Hofmuseum vor.

Die Bestimmung der größten Hundsheimer Metapodien als zur Gattung *Ammotragus* oder *Ovis* gehörig beruht auf den folgenden Eigentümlichkeiten:

Die distalen Gelenkrollen sind bei *Capra* im Unterschiede zu *Ovis* mit den Mittelkanten ihrer Rollen nach (unten und) innen gestellt. Die äußeren Teile der Gelenkflächen sind bei *Capra* schärfer gegen die Innenabschnitte abgesetzt, so daß, in der Ansicht von vorn oder von hinten, eine fast rechtwinklige Treppenstufe zwischen den genannten Abschnitten zu erkennen ist. Die scharfe Treppenkante wird von der flach scheibenförmigen Medianleiste um ca. 2 mm überragt. Bei *Ovis* ist der Abfall der Medianleiste gegen den Außenteil der Rolle weniger steil als bei *Capra*; er vollzieht sich dort allmählich unter Sinuskurven ähnlichem Umriß in Vorder- und Rückansicht, worin er mehr an Boviden erinnert. Bei *Ibex* ist die Stellung der Rollen am stärksten distalwärts konvergent, doch sind Innen- und Außenfläche ebenso scharf gegeneinander abgesetzt wie bei *Capra*. Diese Verhältnisse gelten in gleicher Weise für Metacarpalien und Metatarsalien. Unsere Textfiguren 6—14 zeigen das Nähere.

Maßtabelle (zum Teil nach Nehring)[1]).

Metacarpus.

| | *Capra Künssbergi*[2]) | | *Hemitragus Stehlini* | | *Ammotragus Toulai* | | | *C. cylindricornis* ♂ ad. | *C. cylindricornis* ♀ ad. | *C. hircus* ad. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Größte Länge | 138,3 | 138,5 | — | — | 146 | 153 | 147 | 143 | 130 | 129 |
| „ Breite oben | 31,4 | 32 | 33,5 | 34 | — | 34 | 34 | 34 | 30 | 30 |
| „ „ Mitte | 22 | 21 | 21? | 20,5 | 24 | 23 | 24 | 20,3 | 17,5 | 21 |
| „ „ unten | 36,6 | 36 | — | — | 39 | 38 | 39 | 38 | 30,5 | 33 |

| | *C. aegagrus* ♂ ad. | *C. Falkonieri* ♂ ad. | *C. jemlaica* ♀? ad. | *Ammotragus tragelaphus* (Wien) ♂ ad. | ♀ ad. | ♂ ad. | ♂ ad. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Größte Länge | 131 | 147 | 131 | 162 | 144 | 156 | 163 |
| „ Breite oben | 29,5 | 33,5 | 34 | 36 | 30 | 34 | 35,5 |
| „ „ Mitte | 21,5 | 22,3 | 23 | 23 | 18 | 23,5 | 25 |
| „ „ unten | 33 | 36,5 | 38 | 38 | 33 | 40 | 40 |

1) In ihr wurden alle 3 Pecoriden (Oviden und Capridenformen) von Hundsheim berücksichtigt.

2) Diese Bezeichnung gebrauchte ich zum ersten Male in einem Briefe an Prof. Matschie. Der Name wurde zu Ehren meines Freundes Eberhard von Künssberg gewählt. Die nähere Beschreibung folgt unten.

| | *Ovis musimon* | | *Ovis arkal* | | *O. Vignei* |
|---|---|---|---|---|---|
| | ♂ ad. | ♀ ad. | ♂ | ♂ | juv. |
| Größte Länge | 146 | 137 | 173 | 183 | 171 |
| „ Breite oben | 25 | 20,3 | 27 | 28,5 | 24 |
| „ „ Mitte | 15 | 11 | 16,3 | 16 | 14,3 |
| „ „ unten | 27 | 23 | 28,5 | 27,5 | 26,6 |

| | *Ovis argaloides* | | *O. argali* | | *O. Polii* | | *O. montana* | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | ♂? ad. | ♀? ad. | ♂ ad. | ♀ ad. | ♂ ad. | ♀ juv. | ♂ ad. | ♂ ad. |
| Größte Länge | 170 | 162 | 229 | ? | ? | 198 | 198 | 211 |
| „ Breite oben | 29 | 28 | 39 | 33 | 38 | 32,5 | 34 | 38,5 |
| „ „ Mitte | 19 | ? | 24 | 17 | 23 | 17 | 20 | 23 |
| „ „ unten | 34 | 32,5 | 41 | 33 | 40 | 33 | 35,5 | 40 |

| | *Ibex alpinus* | *I.* cf. *alpinus* | *Ibex* sp. | *I. priscus* |
|---|---|---|---|---|
| (Fundorte meist nach WOLDRICH) | Alpen | (SCHLOSSER: Inntal) | Ripac | Gudenus-Höhle |
| Größte Länge | 120,2 | 149 | 131,2 | 130,6 |
| „ Breite oben | 26,7 | 40 | 37,8 | 34,3 |
| „ „ Mitte | 16,1 | — | 19,8 | 24,6 |
| „ „ unten | 30,5 | 44,5 | 32 | 38,5 |

| | *Ibex fossilis* | | *I. fossilis* | *I. fossilis* | *I. fossilis (priscus)* | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | Eichmeier-Höhle | | Schusterlucke | Beraun | Vypustek | (Wien) |
| Größte Länge | 149,5 | 124,6 | 130,6 | 147,5 | 149,1 | 148,8 |
| „ Breite oben | 39,6 | 30,4 | 32 | 39,5 | 38,3 | 40,5 |
| „ „ Mitte | 28,3 | 23,3 | 21,1 | 26,5 | 27,3 | 29,5 |
| „ „ unten | 45,4 | 36,5 | 34,5 | 43 | 43,5 | 46,0 |

| | *Capra hispanica* | *C. Ibex* HARLÉ[1]) 1908 | | | *Capra caucasica* | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | 1371 Stuttgart | Fontainhas | | | Berlin | Stuttgart |
| | ad. | | | | juv. | ad. |
| Größte Länge | 140 | 148 | 147 | 129 | 122 | 125 |
| „ Breite oben | 32 | 33 | 36 | 31 | 30 | 26,5 |
| „ „ Mitte | 21 | 22 | 24 | 20 | 16 | 17,8 |
| „ „ unten | 35 | 38 | 39 | 33 | 33,5 | 20,9 |

*C. hispanica* Maße wie oben, nach BUSK, t. 26 f. 1—4: 140, 37, 25, 40; 139, 30, 21, 34; 157, 39, 25, 42; 146, 34, 23, 38.

Vergleicht man die relativ breitfüßige, mit gespreizten Zehen ausgestattete *C. Künssbergi* von Hundsheim, deren Maße jeweils an erster Stelle stehen, mit den bartlosen *Ibex*-Formen und mit den bärtigen Ziegen der Pyrenäen oder des Kaukasus, so ist mit letzteren (der *Capra caucasica* im Gehörn) eine weitgehende Aehnlichkeit vorhanden, welcher einige Rassenunterschiede geographischer Art entgegen stehen. Im Himblick auf die vermittelnde Stellung der Hundsheimer (*Ibex*-Vorfahren?) Ziegen, die das kaukasische Wohngebiet der bärtigen „Steinböcke" s. l. mit dem iberischen verbinden, schlage ich vor, die, vermutlich bärtige, Ziege von Hundsheim als ***Capra Künssbergi*** zu bezeichnen. Von *Ibex* lassen sich die Hundsheimer Gebisse unschwer trennen, weshalb auch, namentlich in Anbetracht des Gehörns die Hundsheimer Ziege nicht dem Subgenus *„Ibex"*, sondern *„Capra"* im Sinne einer Annäherung an *C. hispanica* zuzuweisen ist. Ihr lebender Vetter ist die PALLAS-Ziege des Kaukasus, ihr nächster fossiler Verwandter die englische *Caprovis Savini*. Auch mit dem Pyrenäensteinbock, *C. hispanica*, besteht Verwandtschaft. Aus unserer Tabelle geht hervor, daß gerade die letztere Form recht ähnliche Maße aufweist, wie ihr kaukasischer Vetter. Die fossilen Steinböcke haben im Durchschnitt breitere Metacarpen als die lebenden Arten, wie unsere Textfig. 13 von ***Ibex priscus*** zeigt.

1) l. c. pag. 30.

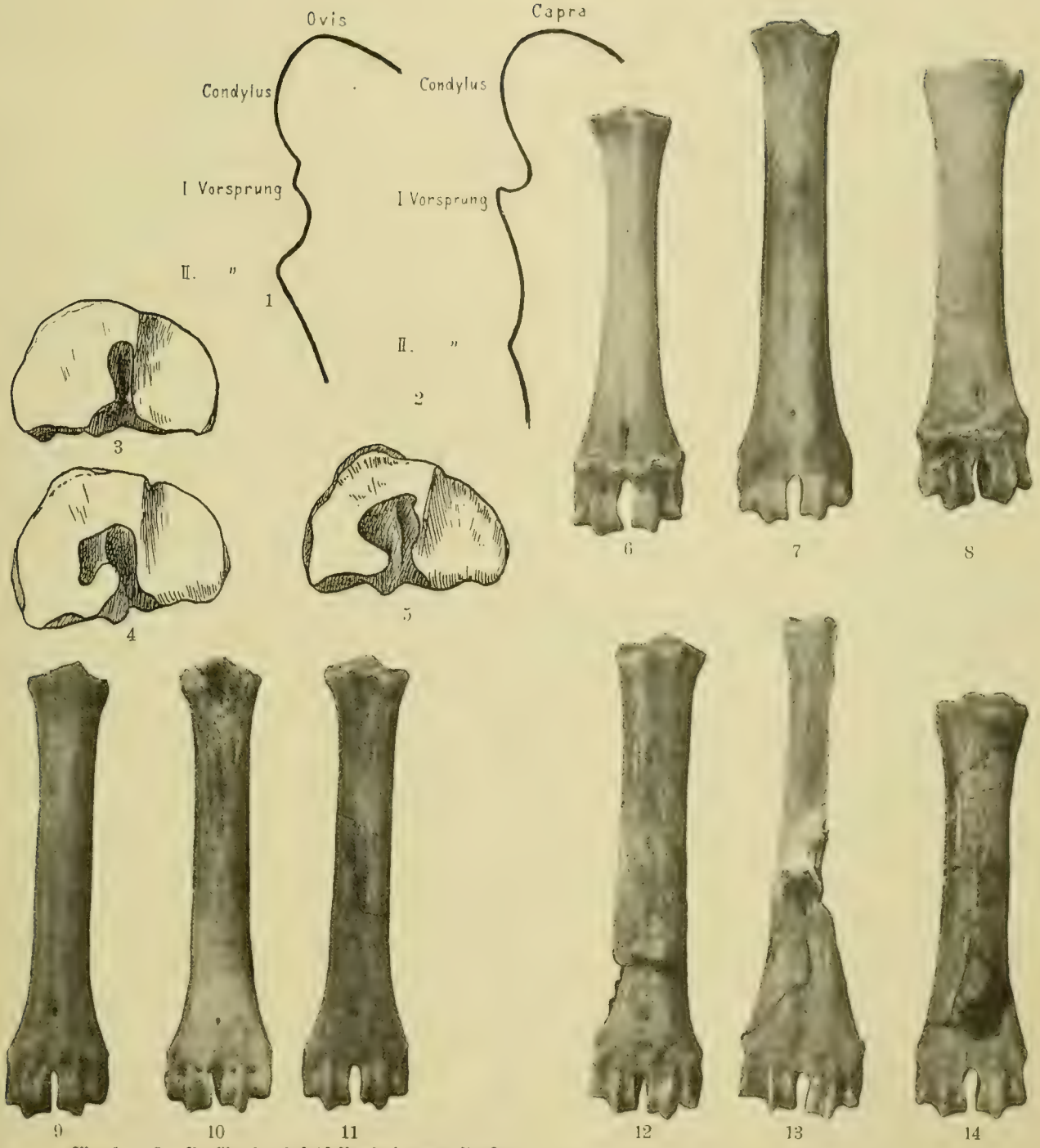



Fig. 1 u. 2. Profile der Schädelbasis in nat. Größe.
Fig. 3. *Hemitragus Stehlini.* Metacarpus von oben in nat. Größe (Hundsheim).
Fig. 4. *Ammotragus Toulai.* Metacarpus von oben in nat. Größe (Hundsheim.
Fig. 5. *Capra Künssbergi.* Metacarpus von oben in nat. Größe (Hundsheim).
Fig. 6—8. *Ovis (Ammotragus) Toulai.* 7 Metatarsus von einem alten Tier. 6 Der gleiche Knochen von einem jungen. 8 Der dazugehörige Metacarpus. In $^1/_2$ nat. Größe. Originale aus Hundsheim.
Fig. 9—11. 9 u. 11 *Capra (Hemitragus) Stehlini* von vorn, 10 von hinten. Orig. von Hundsheim in $^1/_2$ nat. Gr.
Fig. 12 u. 14. *Capra Künssbergi.* 12 Metatarsus. 14 Der dazugehörige Metacarpus.
Fig. 13. Metatarsus von *Ibex priscus* Woldř. Alle Figuren in $^1/_2$ nat. Größe (Hundsheim).

6*

Eine dritte Ziegenform wird in Hundsheim durch das Genus *Hemitragus* vertreten (*Hemitragus Stehlini* n. sp.) dessen Metapodien nicht mit der gleichen Sicherheit wie die Gehörne bestimmt werden können. Vier Metatarsen, die hinten an 3.—6. Stelle stehen, stelle ich hierher.

Das Hundsheimer Mähnenschaf ist im Vergleich zu dem Ziegengeschlecht incl. *Capra cylindricornis* etc. recht langfüßig, im Vergleich zu den wahren Schafen aber ausgesprochen kurzfüßig. Die Zusammenstellung zeigt, daß *O. Toulai* keine Beziehung zu *Ovis argaloides* aufweist, noch überhaupt zu einem echten Wildschaf. Der Aehnlichkeit der Zahnform mit Schafen der *Argali*-Gruppe ist wahrscheinlich nur so viel Bedeutung beizumessen, als *O. Toulai* und viel mehr noch *Ammotragus tragelaphus* nach den echten Schafen vermitteln. Die Maßtabelle läßt drei Gruppen von Wildschafen erkennen: 1) die sehr schlank gebaute *Vignei-Arkal*-Gruppe, 2) die kräftigen und sehr langen Vertreter der *Argali*-Gruppe, 3) die kurzfüßigen Schafe der *Ammotragus*-Gruppe. Der Muflon schließt sich in der Kürze seiner Metapodien an, obwohl er im Vorhandensein einer Tränengrube und im Fehlen der Hörner beim Weibchen von ihnen abweicht. In der Höhle von Lunel-Viel haben Marcel de Serres und seine Mitarbeiter den Metacarpus eines Schafes gefunden, der nur 120,5 mm lang ist. Im Sirgenstein auf der Schwäbischen Alp fand R. R. Schmid das distale Ende eines Metacarpale, das als *Ibex fossilis*, doch nicht als *Ovis argaloides* anzusprechen ist. Sein Schaft ist in der Mitte 24,0 mm breit und 36,5 mm am unteren Ende.

Die Metatarsalia der *C. Stehlini* sind viel häufiger in Hundsheim gefunden worden, als die Metacarpen. Die unten folgende Maßtabelle wiederholt dasselbe Bild wie oben. Leider stehen mir keine Maße vom Metatarsus eines Bockes der kaukasischen Pallas-Ziege zu Gebot. Das Weibchen zeigt bereits die Gedrungenheit, die von dem etwas kräftigeren Männchen in noch höherem Maße zu erwarten ist.

*Ammotragus Toulai* erreicht längere Metapodien als irgendeine andere Species von *Capra* oder *Ibex*.

Metatarsus.

| | *Capra Künssbergi* | | *(Hemitragus) Stehlini*[1]) ad. (Wien) | | | | *Ovis (Ammotragus) Toulai*[2]) | *Capra* sp. Le Puy |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Größte Länge | 156,5 | 158,5 | 145 | 149,5 | 151 | 151,5 | 170 | 160 ca. |
| „ Breite oben | 28,8 | 29,3 | 29 | 28 | 27 | 29,8 | 31 | — |
| „ „ Mitte | 22 | 23 | 18,5 | 18,5 | 18,5 | 18,5 | 21,5 | — |
| „ „ unten | 36 | 36,4 | 34,5 | 34,5 | 34 | 35 | 38,5 | — |

| | *Ammotragus Toulai* ad.[3]) | | *Ammotragus Toulai* juv.[3]) | | | *C. Pallasi* ♀ ad. | *C. Pallasi* ♂ juv. | *C. hircus* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Größte Länge | 172 | — | 145 | — | — | 142 | 131 | 135,5 |
| „ Breite oben | 30 | 30 | 28 | 29 | 28 | 24 | 25 | 22,0 |
| „ „ Mitte | 21 | — | 18 | 17 | 19 | 15 | 12,5 | 16,0 |
| „ „ unten | 36,5 | — | 36,5 | — | — | 27 | 29 | 28,3 |

| | *C. aegagrus* ♂ ad. | *C. Falkonieri* ♂ ad. | *C. jemlaica* ♀ ad. | *A. tragelaphus* ♂ ad. | *A. tragelaphus* ♀ ad. | *A. tragelaphus* ♂ ad |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Größte Länge | 144 | 151 | 132 | 166 | 151 | 164 |
| „ Breite oben | 24,3 | 28 | 27 | 30,7 | 26 | 33 |
| „ „ Mitte | 17,3 | 18 | 18 | 19 | 16 | 22 |
| „ „ unten | 30,3 | 31,7 | 32 | 34 | 30 | 36 |

1) Hierzu zählte ich 1908 einen braungefärbten, kleinen Unterkiefer und das weibliche Hörnchen von *Hemitragus Stehlini* (Taf. VI [XXXIV], Fig. 1b). Den Unterkiefer stelle ich jetzt mit einem Metatarsus des typischen *Ibex priscus* Woldrich aus Hundsheim zusammen. Die Länge des letzteren beträgt 163 mm und die Breite der distalwärts konvergierenden Rollen mißt 40 mm.

2) Kaum von *Ammotragus tragelaphus* zu unterscheiden. Original in Wien.

3) Material in der Privatsammlung des Verfassers (Taf. VI [XXXIV], Fig. 3b).

| | *Ovis musimon* | | *Ovis arkal* | | *Ovis Vignei* |
|---|---|---|---|---|---|
| | ♂ ad. | ♀ ad. | ♂ ad. | ♂ ad. | |
| Größte Länge | 153 | 149 | 189 | 199 | 186 |
| „ Breite oben | 22 | 19 | 23,8 | 23,5 | 20,0 |
| „ „ Mitte | 12,4 | 10,3 | 14,3 | 14,5 | 13,0 |
| „ „ unten | 25 | 23 | 27,6 | 27,7 | 24,0 |

| | *O. argaloides* | *O. nivicola* | *O. argali* | | *O. Polii* | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | ♂? ad. | ♂ | ♂ ad. | ♀ ad. | ♂ ad. | ♀ juv. |
| Größte Länge | 202 | 184 | 242 | ? | ? | 207 |
| „ Breite oben | 28,3 | 25,5 | 30,5 | 27 | 34 | 27 |
| „ „ Mitte | 19 | 15,5 | 21 | 15,4 | 21 | 15,3 |
| „ „ unten | 36,5 | 29 | 37 | 32 | 37 | 34 |

| | *Ovis montana* | | *Ammotragus tragelaphus* | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | ♂ ad. | ♂ ad. | ♂ ad. | ♀ ad. | ♂ ad. | ♂ ad. |
| Größte Länge | 216 | 232 | 166 | 151 | 164 | 172 |
| „ Breite oben | 30 | 31,5 | 30,7 | 26 | 33 | 33 |
| „ „ Mitte | 18,5 | 21 | 19 | 16 | 22 | 21 |
| „ „ unten | 35 | 38,5 | 34 | 30 | 36 | 37 |

| | *Ibex alpinus* Alpen | *I.* cf. *alpinus* Inntal | *Ibex* sp. Stuttgart: Hohlefels | *Ibex priscus* Gudenus-Höhle |
|---|---|---|---|---|
| Größte Länge | 126,8 | 156 | 165 | 143,1 |
| „ Breite oben | 22,0 | 32 | 33 | 30,2 |
| „ „ Mitte | 13,4 | — | 21,5 | 19,7 |
| „ „ unten | 26,9 | 38,2 | 40,0 | 35,0 |

| | *Ibex fossilis* Eichmeier-Höhle | | *I. fossilis* Schusterlucke | *I. fossilis (priscus)* Vypustek | (Wien) | *I. fossilis* Zuzlawitz |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Größte Länge | 154,5 | 152,4 | 120,0 | 155,0 | 155 | 160 |
| „ Breite oben | 33,6 | 29,1 | 27,5 | — | — | 35 |
| „ „ Mitte | 22,4 | 20,2 | 14,5 | 24 | 24,6 | 24 |
| „ „ unten | 37,6 | 34,1 | — | 37,6 | 39 | 39 |

| | *Capra hispanica* (Stuttgart) | „*Capra ibex*“ Fontainhas |
|---|---|---|
| Größte Länge | 154 | 151 135 |
| „ Breite oben | 26,0 | 27 24 |
| „ „ Mitte | 17,0 | 17 15 |
| „ „ unten | 30,0 | 33 29 |

*Capra hispanica* von Gibraltar nach Busk t. 26 f. 5 u. 6 (Maße wie oben): 148, 26, 19, 31,5; 142, 25, 15, 30.

## Die Phalangen.

Tscherski[1]) pag. 167—192.

Da es unmöglich ist, die Phalangen, die Fußwurzelknochen, Sesambeine auf die verschiedenen Genera von Ziegen und Schafen, die in Hundsheim vorkommen, zu verteilen, so werden deren Reste summarisch behandelt.

Im folgenden werden die Maße von *Capra*, *Ovis*, *Bison* und *Capreolus* von Hundsheim mit einigen anderen, verwandten Formen verglichen bezüglich ihrer ersten Phalangen der Vorder- und Hinterextremität:

1) J. D. Tscherski, Wissenschaftl. Resultate der von der Kais. Acad. d. Wissensch. zur Erforschung des Janalandes und der Neusibirischen Inseln ausgesandten Expedition. Abt. IV. Beschreibung der Sammlung posttertiärer Säugetiere. Mém. de l'acad. imp. de St. Pétersburg. 1892.

| Phalanx I | *Capra? Ovis?* | | | | *C. jemlaica* | | *C. aegagrus* | | *C. primigenia* | | *Bison priscus* Hundsheim | | Ljachow[1]) *Bison priscus* | | | Petersburg[1]) *Ovis nivicola* | Petersburg[1]) *Ovis argali* | Petersburg[1]) *Capreolus caprea* | Thüringen *Capreolus caprea* | | Libanon *Capreolus* sp. | | Hundsheim[2]) *Capreolus* sp. | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | vorn | | hinten | | vorn | hinten | vorn | | vorn | hinten | vorn | hinten | vorn | | hinten | vorn | vorn | vorn | vorn | hinten | vorn ? | hint. ? | vorn | | hinten | |
| Länge der Phalanx in der Mittellinie der äußeren (konvexen) Fläche | 44 | 43 | 44,2 | 45 | 38 | 37 | 44 | 42 | 44 | 72,5 | 75,5 | 76 | 72 | 73 | 44 | 56 | 39,5 | 36 | 36 | 32 | 36 | 44 | 42 | 49 | 46 |
| Größte Breite der proximalen Gelenkfläche | 18 | 18 | 17 | 17 | 17 | 14 | 17 | 19 | 21 | 45,5 | 42 | 44 | 45 | 35,5 | 14 | 19 | 11,5 | 9 | 10 | 10 | 12 | 14,0 | 13 | 13,5 | 13 |
| Ihr Durchmesser von vorn nach hinten am inneren Abschnitt der Fläche | 20 | 19 | 20 | 20,5 | 15 | 16 | 19 | 21 | 22 | 44 (47) | 46 (48) | 44 | 42 | ? | 15,5 | 21 | 13,5 | 12 | 14 | 13 | 15 | 18,0 | 15 | 17 | 16,5 |
| Breite in der Hälfte der Länge | 14,5 | 15 | 13 | 18 | 16 | 14 | 13 | — | — | 44 | 39,5 | 45 | 46 | 36 | 11,3 | 15,5 | 9 | — | — | — | — | 10,0 | 9 | 10 | 10 |
| Durchmesser vorn-hinten ebenda | 14 | 14 | 13,5 | 14 | 15,5 | 15 | 14 | — | — | 41 | 38 ca. | 35,5 | 36,5 | 30,5 | 11,5 | 18 | 10,3 | — | — | — | — | 11,5 | 11 | 13 | 12,5 |
| Größte Breite der distalen Gelenkfläche | 18 | 18 | 16,5 | 16 | 17 | 14 | 17 | — | — | 45 | 44,5 | 52 | 45,5 | 39 | 13,3 | 20 | 10,8 | — | — | — | — | 13,0 | 11 | 12,5 | 12 |
| Breite derselben vorn an der Abrundung des vorderen Endes | 10 | 9,5 | 11 | 11 | 12 | 10 | 11 | — | — | 23 | ? | — | — | — | 9 | 10? | 5 | — | — | — | — | 8,0 | 7,2 | 7 | 6,5 |
| Größter Durchmesser des distalen Knochenendes vorn-hinten an der Außenfläche | 17 | 17 | 15 | 16 | 15,5 | 12 | 17 | — | — | 34,5 | 35 | 42 | 38 | 34 | 13,3 | 20 | 11 | — | — | — | — | 11,1 | 11 | 11 | 10,5 |
| Vom vorderen Ende der distalen Gelenkfläche bis zum vorderen Ende der proximalen Gelenkfläche in der Mittellinie | 35 | 33 | 35 | 37 | 30 | 30 | 35 | — | — | 59,5 | ? | 65 | 62 | 60 | 37 | 46 | 35 | — | — | — | — | 40 | 39 | 44 | 41 |
| Entsprechendes Maß auf der Hinterseite | 34,5 | 33 | 34 | 34 | 30 | 30 | 37 | — | — | 56 ca. | 65 | — | — | — | 36 | 46 | 33 | — | — | — | — | 39 | 36 | 43 | 40 |

Phalanx I von *Capra ibex*, rezent und fossil, nach WOLDŘICH.

| | vorn | | | | hinten | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 1 | 2 | 3 |
| Größte Länge | 42 | 53,5 | 48,1 | 51,1 | 41,3 | 53,0 | 47,5 |
| Breite in der Mitte | 11,8 | 18 | 16 | 17,5 | 9,9 | 16 | 15,4 |

1 Alpen, 2 Vypustek, 3 Gudenushöhle, 4 Willendorf.

Phalanx II und III. Vgl. TSCHERSKI pag. 186—187.

| Phalanx II | *Bison priscus* Ljachow, Vorderextremität | *Bison priscus* Hundsheim | | *Capra? Ovis?* Hundsheim vorn | | | | *Capra? Ovis?* Hundsheim hinten | | | *Cervus elaphus*[4]) Hundsheim | | *Capreolus*[5]) Hundsheim | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Vorderextremität | Hinterextremität | | | | | | | | vorn ? | hint. ? | hinten | | | vorn | | | |
| Länge der Phalanx in der Mittellinie der Außenfläche | 48 | 48 | 49 | 25,5 | 25,2 | 25 | 25 | 26,5 | 26 | 26 | 39 | | 30 | 31 | 30,5 | 28,5 | 26 | 26,5 | 27 |
| Größte Breite der proximalen Gelenkfläche | 49 | 45 | 39 | 17,5 | 18 | 18 | 18 | 16 | 16 | 16,5 | 20 | | 14 | 14 | 13 | 12 | 12,5 | 13 | 13 |
| Durchmesser ihrer inneren Hälfte von vorn nach hinten | 30 | 31 | 26 | 18 | 15 | 13 | 14 | 13,5 | 13 | 14 | 17,5 | | 12 | 11? | 12? | 11 | 11 | 10 | 9,5 |

1) Siehe Fußnote 1 vorhergehende Seite.

2) F. TOULA gibt für das Reh von Kronstadt pag. 603 (l. c.) 45,5 mm als größte Länge an.

3)—5) siehe nächste Seite Anm. 1—3.

| Phalanx II | *Bison priscus* Ljachow, Vorderextremität | *Bison priscus* Hundsheim Vorderextremität | *Bison priscus* Hundsheim Hinterextremität | *Capra? Ovis?* Hundsheim vorn | | | | *Capra? Ovis?* Hundsheim hinten | | | *Cervus elaphus* Hundsheim vorn? hint.? | *Capreolus* Hundsheim hinten | | | *Capreolus* Hundsheim vorn | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Größter Durchmesser des proximalen Knochenendes von vorn nach hinten (richtiger in der Diagonale) | 52 | 52 | 46 ca. | 19 | 19 | 18,5 | 19 | 18 | 17 | 18 | 29 | 18 | 18 | 16 | 15,5 | 16 | 17,2 | 16 |
| Geringste Breite des Knochenkörpers | 39 | 38 | 33 | 13 | 14 | 13,5 | 14 | 13 | 12 | 13 | 16 | 10 | 9,2 | 9 | 9 | 9 | 8,5 | 9 |
| Durchmesser von vorn nach hinten ebendaselbst | 34 | 36 | 31,5 | 14 | 15? | 14 | 15 | 14 | 12 | 13 | 19,5 | 12 | 12 | 12 | 12 | 11 | 11,5 | 14 |
| Größte Breite der distalen Gelenkfläche | 46,5 | 41 | 35,5 | 14 | 15 | 14 | 15 | 14,5 | 13 | 13 | 17 | 10 | 10 | 10 | 9 | 9 | 9 | 8,5 |
| Ihr größter Durchmesser von vorn nach hinten an der Außenfläche | 48 | 46,5 | 41 | 18 | 17 | 17,5 | 17 | 16 | 16,5 | 16 | 26 | 15,5 | 15 | 15 | 15 | 14,5 | 14,2 | 14 |
| Vom Ende der distalen Gelenkfläche vorn zum höchsten Punkte des vorderen Randes der proximalen Gelenkfläche | besch. | 29 | 34 | 16 | 17 | 17 | 15 | 20 | 18 | 18 | 28 | 24 | 24,5 | 23,5 | 24 | 20 | 22 | 20 |

| Phalanx III | *Bison priscus* Hundsheim Vorderextremität | *Bison priscus* Hundsheim Hinterextremität | *Capra? Ovis?* Hundsheim vorn | | *Capra? Ovis?* Hundsheim hinten | | *Cervus elaphus* Hundsheim vorn? hint.? | *Capreolus* Hundsheim hinten | | *Capreolus* Hundsheim vorn | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Länge der Phalanx in der Mittellinie der Außenfläche | 73 | 72 | 30 | 31 | 30 | — | 47,5 | 26,5 | 26 | 24,5 | 25 |
| Größte Breite der proximalen Gelenkfläche | 39 | 39 | 13,5 | 13 | 13 | 12 | 19,5 | 11 | 10,5 | 11 | 9,5 |
| Durchmesser ihrer inneren Hälfte von vorn nach hinten | 50 ca. | 42 | 16 | 14,5 | 14 | 13 | 24 | 11,2 | 11 | 11 | 10,5 |
| Größter Durchmesser des proximalen Knochenendes von vorn nach hinten (richtiger in der Diagonale) | 74—78 ca. | 62 | 31,5 | 30 | 28 | 29 | 37 | 20,5 | 19 | 19 | 18 |
| Seitenlänge des dreiseitigen Querschnitts in der halben Entfernung von der distalen Spitze zur proxim. Gelenkfläche 1) außen | 46,5—48 | ? | 19 | 19 | 17 | 17 | 23,5 | 13 | 11 | 12 | 11 |
| ebenso 2) innen | 32,5 | ? | 8 | 7 | 7,2 | 7 | 17 | 10 | 8,5 | 9 | 8 |
| „ 3) unten | 40 | 35,5 | 18 | 18,5 | 17 | 17,5 | 15 | 9,2 | 8 | 9 | 7,5 |
| Länge der Oberkante zwischen Innenfacette und Außenfacette | ca. 80 2mal | 78,5 | 39 | 39 | 39 | — | 51 | 30 | 30 | 29 | 28,5 |
| Länge der Basiskante zwischen Außenfacette und Unterfacette | 99 2 mal | 96 | 25 | 26 | 25 | — | 54 | 31 | 30,5 | 28 | 30 |
| Länge der Basiskante zwischen Innenfacette und Unterfacette | 79—80 | 77 | 37 | 39 | 37 | — | 45 | 28 | 26 | 26 | 28 |

1) *Capra jemlaica* maß hinten 27 mm Länge außen, bei 12 mm Breite l.—r.

2) Eine zweite Phalanx von Kronstadt als *Cervus* sp. („zwischen *Elaphus* und *Alces* in der Größe stehend") bezeichnet, mißt 49,1 mm größte Länge gegen 47 bei der Hundsheimer Phalanx, was für die Zugehörigkeit der Hundsheimer zweiten Hirschform zu einem großen Edelhirsch spricht.

3) 30,5 ist die größte Länge einer zweiten Phalanx vom Reh aus Kronstadt. Toula pag. 603.

## Fußwurzel.

Tscherski pag. 167—178.

| Astragalus | *Bison priscus* Ljachow | *Bison priscus* Hundsheim | *Bison priscus* Jockgrim | *Bison priscus* ♂+ Barrington Acheul-Niveau | „*Bos primigenius*“ Frankenbach (Tübingen) | *Bison priscus* Tübingen (Käsenbach) | *Ovis nivicola* Jana | *Capra? Ovis?* Hundsheim | | | *Capreolus caprea* subfossil | | *Capreolus*[1]) *caprea* Gray | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | | | | | | | Irkutsk | Tunca | | | |
| Größte Länge an der Außenfläche der Knochen | 96 | 98,5 | — | 78,5 | 96 | 94 | 34 | 40,5 | 40 | 40 | 38,2 | 34,2 | 37 | 36 | 36,5 |
| Dieselbe an der Innenfläche | 89 | 84,5 | — | 75 | 88 | 90 | 32 | 38 | 38 | 38 | 36 | 32,5 | 36 | 36 | 35 |
| Größte Breite des Tibiateiles des Knochens | 62 | 64 | — | 59,5 | 61 | 60 | 22,5 | 26 | 24 | 25 | 23 | 21 | 24 | 22 | 22,5 |
| Größte Breite der Tibiarolle zwischen zwei Punkten an der Außenfläche der sie begrenzenden Erhebungen | 53 | 54 | 52 | 47 | 56 | 55 | 20 | 23 | 22,5 | 23 | 19,7 | 21 | 21,5 | 20 | 20 |
| Größte Breite der unteren Gelenkfläche | 65? | 65 | — | 55 | 63 | 65,5 | 22 | 27 | 26,5 | 27 | 21 | 21 | 23 | 23 | 23 |
| Größte Breite des oberen Endes der hinteren Knochenfläche: von dem am meisten vorragenden Punkte des Vorsprunges am äußeren Rande zum gegenüberliegenden Rande | 63 | 62,5 | — | 50 ca. | 53? | 54? | 20 | 26 | 23 | 24 | 23 | 20 | 21 | 21 | 21 |
| Größte Breite des oberen Endes der hinteren Gelenkfläche im Bereiche des mehr oder weniger parallelen Verlaufes ihrer beiden Ränder | 48 | 46,5 | — | 39,5 | 47 | 45 | 17,5 | 21,5 | 21,5 | 21,5 | 17,7 | 17 | 19 | 19 | 18 |
| Geringste Breite der hinteren Gelenkfläche gleich über der Spitze der Scaphoidalvertiefung | 40 | 41 | 41,5 | 34 | 38? | 40 | 16 | 19,5 | ? | 19 | 16 | 14 | 16 | 16 | 16,5 |
| Breite der hinteren Gelenkfläche ein wenig unter der Spitze d. Scaphoidalvertiefung | 53 | 38 | 38 | 32 | 54? | 61 | 19 | 26 | 26 | 26 | 19 | 17,5 | 21,5 | 20 | 19 |
| Entfernung zwischen der Spitze der Scaphoidalvertiefung der hinteren Gelenkfläche und dem am meisten (nach hinten) vorragenden Punkte des hinteren Endes des inneren Tibiarollenrandes | 32 | 32,5 | — | 34 | 37,5 | 39 | 15 | 16? | 16 | 17 | 19,2 | 15,7 | 21,5 | 18 | 19 |
| Größte Dicke des Knochens (Durchmesser von vorn nach hinten) an seiner Innenfläche | 56 | 54 | 51 | 45 | 53 | 54 | 20,5 | 23 | 22 | 23 | 22 | 19,2 | 21 | 20 | 20 |

### Maße zum Teil nach Tscherski pag. 146.

| Os scaphocuboideum | Ljachow *Bison* | | | | *B. primigenius* nach Rütimeyer | | | *Bison* Hundsheim | *Bison* juv. Jockgrim | *Bison* ♀ ad. Barrington |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 1 | 2 | 1 | 2 | | | | | | |
| Größte Breite des Knochens | 82 | 79 | 65 | 61 | 72 | 76 | 62 | 83,5 | 64 | 68 |
| Breite der Gelenkfläche für den Astragalus | 62 | 62 | 50 | 50 | 54 | 58 | 45 | 67 | 52,5 | 52 |
| Breite der unteren Gelenkfläche | 68 | 64 | 50 | 53 | 57 | 64 | 55 | 64 | 55 | 56 |
| Höhe des Scaphoidalteiles vorn | 19,5 | 19,5 | 16 | 14 | 15 | 18 | 16 | 19 | 15 | 16 |
| Höhe des Cuboidalteiles vorn | 27 | 27 | 26 | 24,5 | 25 | 30 | 25 | 28,5 | 26 | 25 |
| Größte Höhe des Knochens an seiner unteren Fläche | 58 | 54 | 46 | 50 | 52 | 53 | 50 | 61 | ca. 43 | 44 |

1) Beim Kronstädter Reh (Toula. 1909. pag. 601) ist die größte Breite der Hinterseite 21 mm, also wie bei der Hundsheimer Species.

Maße des Cubonaviculare (= verwachsenes Cuboid + Naviculare) (= Scaphocuboideum).

| Cubonaviculare | *Capra? Ovis?* Hundsheim | | | | *Capreolus caprea* | | | *Capreolus* Mauer (Weinheim) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | ad. | ad. | juv. | juv. | | | | |
| Größte Breite links-rechts | 33 | 34 | 32 | 33 | 29 | 26 | 27 | 25 |
| Größte Tiefe vorn-hinten, a Naviculare, | a b | a b | a b | a b | a b | a b | a b | a |
| b Cuboid | 27 \| 27 | 27 \| 27 | 25,5 \| 27 | 26 \| 27 | 25 \| 24 | 24,5 \| 24 | 25 \| 23,5 | 22 |
| Höhe (größte) des Navicularanteils vorn | 10 | 10 | 10 | 9 | 10 | 7 | 8 | 7 |
| Höhe (größte) des Cuboidanteils vorn | 14 | 13,5 | 15 | 15 | 14,5 | 12 | 12,5 | 11,5 |
| Höhe (größte) des Navicularanteils hinten | 21 | 22 | 23 | ? | 21 | 19,5 | 20 | — |
| Höhe (größte) des Cuboidanteils hinten | 21,5 | 21 | 21 | 21 | 18 | 19 | 19 | — |
| Quere Breite (größte) der Astragalusfacette | 27 | 26 | 27 | 26,5 | 24 | 21 | 22,5 | 21 |

Vergleicht man die beiden Knochen von *Capra*[1]) und *Capreolus* miteinander, so zeigen sich bemerkenswerte Unterschiede der Form wie der feineren Textur. Bei *Capreolus* (und wohl *Cervus* überhaupt) sind die einzelnen Formelemente viel schärfer gegeneinander abgesetzt als bei *Capra*. Das Cuboid ist hier in Wirklichkeit ein kubischer Knochen, dessen distale Facette horizontal verläuft und genau parallel ist der distalen Facette des Naviculare. Zwischen beiden Facetten eine senkrechte Abstufung, scharf wie eine Treppe setzten Naviculare und Cuboid aneinander ab. Anders bei *Capra*, da ist das Cuboid schräg nach außen-unten und vorn verschoben. Auch von vorn nach hinten hat das Cuboid bei *Capreolus* mehr quadratischen Umriß, während bei *Capra* der Umriß stumpf-rhombisch genannt werden muß. Die stumpfen Winkel des rhombischen Querschnittes sind vorn-oben und hinten-unten gelegen. Diese Verschiebung hat in gleicher Weise das Naviculare ergriffen, dessen aufrechter hinterer Fortsatz infolgedessen viel schräger nach hinten-oben verläuft und erst mit der äußersten Spitze sich aufkrümmt, während bei *Capreolus* dieser Fortsatz senkrecht in die Höhe steigt. Ein an seinem Hinterrande befindliches Knötchen tritt so viel stärker hervor als bei *Capra*, und wird zum hintersten Punkte des Knochens, wo dieses Knötchen in den rückwärts gebogenen Fortsatz hineinfällt und nur als ein herabhängendes Wärzchen erscheint, wenn es überhaupt in die Erscheinung tritt, was erst bei alten Tieren der Fall ist.

Sehr charakteristisch ist die Gestalt der distalen Facette des Cuboids. Diese zeigt nämlich bei *Capra* einen konkaven vorderen Außenrand, während beim Reh dieser Rand stets konvex ist. Die Facette für das Cuneiforme 3 zeigt eine ähnliche Konkavität auf dem seitlichen Außenrande. Er ist wellig gebogen, wie auch die vorhergehende Fläche, und krümmt sich zu einem scharfen Kamm empor, der den Vorderrand der Facette für das Cuneiforme 2 bedeutet. Diese wiederholt dieselben Erscheinungen, wie die große, davor befindliche Fläche (für das Cuneiforme 3): konkaver Außenrand und gewellte Oberfläche. Die Richtung vorn-hinten an dieser Fläche fällt in die Krümmung des hinteren Fortsatzes des Naviculare hinein, während beim Reh diese Richtung senkrecht steht zur Richtung des genannten Fortsatzes. Das Vorwiegen ebener Flächen ist für die entsprechenden Facetten beim Reh ganz bezeichnend. Die zum Cuboidabschnitte des Knochens gehörige Facette für den Hinterrand des Metatarsus, welche bei *Capra* steil nach hinten-außen abfällt, hat eine entsprechende starke Neigung und reicht bis in die Rinne hinab, die zwischen der dorsalen Cuboidfacette und der besprochenen Facette von der Außenseite des Knochens einzieht und sich mit einer entsprechenden Rinne am Hinterabschnitt des proximalen

1) *Capra* und *Ovis* konnte ich, wie gesagt, nach diesen Knochen nicht unterscheiden. Was für *Capra* gilt, gilt auch für *Ovis (Ammotragus)*. In weitaus den meisten, vielleicht in allen Fällen, liegt *Ammotragus* vor.

Metatarsus zu einem engen Gange ergänzt. Beim Reh sind die den Gang begrenzenden facettentragenden Knochenteile viel schärfer hervortretend und gestalten die dort vorhandene flache Rinne bereits zu einem tief ausgehöhlten Graben.

Nicht minder bezeichnend sind die proximalen Gelenkflächen beschaffen. Bei *Capreolus* ist wieder eine tiefe Rinne bemerkbar, die, etwa der Grenze von Cuboid- und Navicularanteil des Knochens entlang laufend, sich so stark einsenkt, daß für das Cuboid ein ähnlicher, wenn auch niedrigerer, rückwärts gerichteter Sporn entsteht, wie er stets am Hinterende des Naviculare vorhanden ist. Bei *Capra* fehlt ein solcher Sporn auf der inneren Flanke der genannten Rinne. Diese Spornbildung hat einen großen Einfluß auf die Form der Gelenkfläche für den Astragalus auf der Hinterseite des Knochens. Die Spornbildung beim Reh verhindert nämlich eine Verschmelzung mit der hinten-außen befindlichen, bandartig die Astragalusfacette umschließenden Gelenkfläche für den Calcaneus, eine Verschmelzung, die bei *Capra* stattfinden kann und in allen mir vorliegenden Exemplaren tatsächlich sich vorfindet.

Cuneiforme 3 liegt je einmal vor. Es bietet nichts Besonderes.

| | *Capra? Ovis?* | | *Capreolus caprea* | *Bison priscus* |
|---|---|---|---|---|
| Größte quere Breite | 21,5 | 22 | 20 | 33 |
| Größte Tiefe von vorn nach hinten | 14,5 | 15 | 11,0 | 54 |
| Größte Höhe vorn | 8,0 | 8 | 6,0 | 20 |

Der Calcaneus von *Capreolus* zeichnet sich durch größere Schlankheit gegenüber dem von *Capra* aus. Dem Tuber fehlen die starken Wülste und Auftreibungen. Die Gelenkfläche für den Astragalus, den Malleolus (der Fibula) und für das Cubonaviculare sind beim Reh weniger in die Quere gedehnt, als dies für den gleichen Knochen bei *Capra* (wohl auch *Bison*) bezeichnend ist. Die Sehnenrinne auf der Hinterseite der Astragalusfacette wird bei *Capreolus* wieder viel schärfer umrandet durch einen ohrförmigen Knochenkamm, der in seinem äußeren freien Rande in sich zurück- und eingebogen erscheint, während der analoge Vorsprung bei *Capra* nur einen Winkel von 90° um die Längsachse des Knochens bildet.

| Calcaneus | *Bison priscus* | | *Capra? Ovis?* | *Capreolus caprea* |
|---|---|---|---|---|
| | Hundsheim | Jockgrim | Hundsheim | Hundsheim |
| Größte Länge des Knochens | 194 | — | 86 | 77 (ca.) |
| Länge auf der Unterseite vom Tuber zum Beginn der Cuvonavicular-Facette | — | 125 | 68 | 64 |

Malleolus der Fibula (Distalende) liegt nur von *Capra? Ovis?* und von *Bison priscus* vor:

| | *Capra? Ovis?* | *Bison priscus* |
|---|---|---|
| Größte Höhe (oben-unten) | 19 | 36 (vorn) |
| Größte Tiefe (vorn-hinten) | 18 | 51 |
| Größte Breite (links-rechts) | 10 | 30 |

## Handwurzel.

Von der proximalen Reihe sind das Scaphoid und das Lunare mehrfach bei *Capra* in meiner Privatsammlung erhalten. Das einzige Triquetrum ist beschädigt. Die proximale Reihe ist vollständig erhalten.

Vergleicht man die einzelnen Handwurzelteile mit den analogen Knochen von *Capreolus*, so fällt die relativ größere Höhe der Carpalia und die Neigung zur Bildung rechtwinkliger Facetten hier besonders ins Auge. Auch sind die Carpalia bei *Capreolus* schmäler als bei *Capra*, wie wir das schon früher am Calcaneus gesehen haben. Die freien Hinterenden der Carpalia sind bei *Capra* einerseits und *Capreolus* andererseits recht verschieden geformt.

Das Scaphoid zeigt die relativ geringe Höhe und die starke Verbreiterung bei *Capra* in auffallend hohem Maße. Die Facetten der Oberseite sind ähnlich gewölbt, doch macht sich bei *Capra* eine scharfe Querteilung am Vorderende der proximalen Facette in der Richtung vorn-hinten bemerkbar. Hierdurch wird ein First gebildet, dessen Dach bei *Capra* ziemlich ebenmäßig nach rechts und links abfällt, und in einer hervortretenden Spitze endet, während bei *Capreolus* die beiden Seiten des Daches sehr ungleich steil geneigt sind. Die nach innen gelegene Hälfte steht fast vertikal, die äußere dagegen lagert beinahe horizontal. Ein Gipfelpunkt ist nicht in der Schärfe wie dort ausgeprägt. Der „Dachfirst" verliert sich in einer Rundung, die, in der Seitenansicht gesehen, zum hinteren Hakenfortsatz in Form einer Sinuskurve übergeht. Die Profilansicht der proximalen Facette des Scaphoids bei *Capra* zeigt nicht diese schön geschwungene Wellenlinie, sondern zeigt das Bild einer diskontinuierlichen Kurve. Der Knickpunkt liegt an dem oben besprochenen Höcker.

Die Innenseite weist gleichfalls Unterschiede auf. Diese bestehen, abgesehen von der Größen-, Breiten- und Höhendifferenz, im Auftreten einer scharfen, kurz abgesetzten Emporwölbung am Rande der inneren Seitenfacette unter dem median gelegenen Höcker, der in eine entsprechende Nische am oberen Seitenrand des Lunare eingreift. Ein solches Gebilde ist bei *Capreolus* nicht in dieser Deutlichkeit entwickelt, wo wir ja überhaupt die glatteren, minder gewölbten Gelenkfacetten antreffen. Aehnliches gilt für die bandförmige Facette am inneren Unterrande unterhalb der Gefäßgrube. Hier gelenkt das Magnum (hinten) und das Lunare (vorn) mit dem Scaphoid. Der Unterschied bei *Capra* gegenüber *Capreolus* liegt darin, daß dort die Magnumfacette, die übrigens hier und dort in diejenige für das Lunare übergeht, sich rasch nach unten und hinten zuspitzt und verschwindet, während sie bei *Capreolus* sich nach hinten sogar verbreitert. Die genannten, miteinander verschmolzenen und kaum trennbaren Facetten bilden bei *Capreolus* eine scharfe horizontale Kante gegen die distale Gelenkfläche. Diese ist wieder recht verschieden gestaltet bei den beiden Tierformen.

Ebenso wie beim Magnum, so unterscheidet man auch an der distalen Facette dieser Knochen einen vorderen konvexen und einen hinteren konkaven Abschnitt, der sich dann in die distale Facette des Triquetrums fortsetzt. Es zeigt sich, daß der konkave Teil des Scaphoids viel flacher ist bei *Capra* als bei *Capreolus*. Ganz dasselbe gilt für das Triquetrum. Nur das Lunare macht darin eine Ausnahme, indem der konkave hintere Abschnitt eher stärker ausgehöhlt ist bei *Capra* als bei *Capreolus*. Die konvexen Vorderteile der distalen Facetten sind bei *Capra* und *Capreolus* recht ähnlich gestaltet und stimmen auch darin überein, daß es sich beim Scaphoid da wie dort um eine einzige Fläche handelt, während die konvexe Vorderfacette beim Lunare wieder dachartig gewölbt ist und in zwei Facetten (die äußere für das Uncinatum, die innere für das Magnum) geteilt ist. Das Uncinatum greift noch auf das Triquetrum hinüber, das Magnum in analoger Weise auf das Scaphoid.

Maße des Scaphoids (Material von Hundsheim in Weinheim, Baden):

| Scaphoid in mm | *Capra?* ad. | | *Ovis?* juv. | | *Capreolus caprea* ad. | | *Bison* Hundsheim |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Größte Tiefe des Knochens (vorn-hinten) | 29 | 28,5 | 25,5 | 26 | 19 | 19 | 69 |
| Größte quere Breite | 17,8 | 18 | 15 | 16 | 10 | 10 | 43 |
| Größte Höhe | 16,5 | 17 | 17 | 17 | 17 | 17 | 48 |
| Länge } der proximalen Facette | 25 | 25 | 23 | 24 | 19 | 19 | 59 |
| Breite } der proximalen Facette | 17,5 | 18 | 15 | 16 | 10 | 10 | 41 |
| Größte Länge } der distalen Facette | 26 | 26 | 24 | 23,5 | 15,5 | 16 | 54 |
| „ Breite } der distalen Facette | 14 | 14 | 13 | 13 | 10 | 10 | 43 |
| | | | | | | | 7* |

Vergleichen wir das Lunare von *Capra* und *Capreolus*, so fällt außer den ganz allgemein gültigen Unterschieden der mehr kubischen Gestalt der Rehknochen und den schärferen Rändern der Seitenfacetten, die sich weniger ineinander schmiegen als bei *Capra*, die eigentümliche Form des bei *Capra* nach hinten-innen gerichteten Dornes auf, der bei *Capreolus* durchaus fehlt und durch einen schwach entwickelten abwärts gerichteten Wulst auf der der Vorderseite parallelen Abschrägung ersetzt wird. Die starke Entwicklung dieser Dornbildung bei *Capra* verursacht (wohl durch den Zug der hier austretenden Muskeln bedingt) eine Deformation der ganzen Hinteransicht des Knochens. Während diese nämlich bei *Capreolus* subquadratisch und höher als breit ist, so besteht sie bei *Capra* aus 4 ungleichen, im Kreuz stehenden Höckern, bei stärkerer Breitenentwicklung als Höhe. Infolge dieser Besonderheit in der Ausbildung des Hinterendes des Lunare ist auch der hintere Abschnitt der proximalen Gelenkfläche bei *Capreolus* kürzer und symmetrischer gestaltet als bei *Capra*, wo die ganze Fläche nach hinten-innen verzerrt ist.

Die Vorderfacette des Knochens ist in beiden Gattungen noch am wenigsten verschiedenartig, abgesehen von einem nach vorn-oben und außen gerichteten Fortsatz bei *Capra*, der die obere Gelenkfläche für das Triquetrum auf seiner Außenseite trägt. Doch betrachten wir dann die innere Seitenfacette, so fällt uns ein tiefgreifender Unterschied in der Gestaltung der oberen (rundlichen) Facette für das Kahnbein auf. Diese Facette ist nämlich bei *Capreolus* keilförmig gestaltet (vorn breiter als hinten) und mit einem Eindruck (Einsattelung) in der Mitte versehen, während bei *Capra* die genannte Facette durch die oben erwähnte „scharfe, kurz abgesetzte Emporwölbung am Rande der inneren Seitenfacette“ des Scaphoids unterbrochen wird. Die hierdurch in zwei Teile gespaltene obere Scaphoidfacette bei *Capra* besteht aus einem rundlichen vorderen und einem sichelförmigen hinteren Abschnitt. Die unteren Teile dieser Facette gelenken gleichfalls mit dem Scaphoid, wobei sich wieder Unterschiede zeigen. Bei *Capreolus* reicht der untere Facettenteil bis an das hintere innere untere Eck des Knochens, und ist von dem am vorderen inneren unteren Eck befindlichen Facettenteil durch eine kurze Kante verbunden, während bei *Capra* der vordere Teil der inneren unteren Seitenfacette nur etwa $^1/_3$ der Seitenlänge nach rückwärts reicht und so ganz auf die vordere Hälfte des Knochens beschränkt ist.

Die Gelenkverbindung zwischen Lunare und Triquetrum ist viel inniger bei *Capra* als bei *Capreolus*. Eine Zerrung wird dadurch fast verhindert, was für *Capra*, als ein Klettertier, von großer Wichtigkeit ist. Bei *Capreolus* ist die Bewegung des Fußgelenkes viel regelmäßiger, es handelt sich hier um ein Lauftier mit weniger ineinander verschränkten als fest aneinander gefügten kantigen Knochen, ähnlich den Quadern eines Gebäudes.

Die vordere obere Facette für das Triquetrum ist groß mit überhängendem Unterrand, der sich bis auf die Hinterseite des Knochens verfolgen läßt. Die obere Facette ist vorn nach innen-unten, hinten nach oben und hinten gewendet. Bei *Capreolus* ist die Facette rund, mit zwei kleineren anschließenden Facetten an der Vorderkante des Lunare sich herabziehend. Oben folgt auf die runde Facette eine horizontale Kante zwischen dem Gefäßteil des Knochens, der vorn-unten seinen Ausgang hat, und dem hinteren, oberen Außeneck. Die unteren Facettenteile für das Triquetrum sind bei *Capra* denen bei *Capreolus* recht ähnlich. Sie bestehen aus einem horizontalen vorderen Abschnitt und einem helmartig nach rückwärts aufgewölben hinteren Teile, der bei *Capra* auf einer knotenförmigen Verdickung des hinteren unteren Außenecks aufsitzt. Bei *Capreolus* im Gegensatz zu *Capra* grenzt die beschriebene untere Triquetrumfacette längs einer scharfen Kante an die Facette der Unterseite, die bereits früher beschrieben wurde.

Maße des Lunare:

| Lunare in mm | *Capra? Ovis?* Hundsheim | | | | *Capreolus* | *Bison* |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Größter Durchmesser des Lunare von außen vorn oben nach innen hinten oben | 31 | 31 | 30 | ? | 20 [1]) | 67 |
| Größter Durchmesser von innen vorn oben nach außen hinten oben | 22 | 22 | 21 | 21 | 18 | 47 |
| Größte Breite der proximalen oberen Gelenkfläche vorn | 18 | 18 | ? | 19 | 13 | 41 |
| Größte Breite der unteren (distalen) Gelenkfläche vorn | 12,5 | 13 | 12,5 | 13 | 10,5 [2]) | 32 |
| Größte Höhe des Vorderabschnittes des Lunare | 16,5 | 16,5 | 17 | 16,5 | 15,5 | 40 |
| Größte Breite (links-rechts) des hinteren Abschnittes der oberen Facette des Lunare | 13,5 | 12 | 11,5 | ? | 10 | 32 |
| Größte Breite (links-rechts) des Hinterabschnittes des Lunare | 22 | 22 | 22 | ? | 12 | 51 [3]) |
| Größte Breite des Hinterabschnittes der unteren (distalen) Gelenkfläche des Lunare | 15,5 | 15 | 15 | 15 | 11 | 28 |
| Größte Höhe des Hinterabschnittes des Lunare einschließlich der Ränder der oberen wie unteren Gelenkflächen | 16 | 16 | 16 | 16,5 | 16 | 44 |
| Größter Durchmesser der distalen Gelenkfläche außen vorn unten nach innen hinten unten | 23 | 23 | 22,5 | 23 | 14 | 58,5 |
| Größter Durchmesser der distalen Facette von innen vorn unten nach außen hinten unten | 20 | 20 | 19 | 18,5 | 16 | 46 |

Das Triquetrum weist bei beiden Gattungen keine großen Verschiedenheiten auf. Im allgemeinen ist das von *Capra* viel breiter und niedriger. Die proximale, distale und Pisiformefacette sind kaum verschieden. Ein Unterschied bei Reh von *Capra* besteht im Fehlen des nach hinten-unten gerichteten Fortsatzes, der bei *Capra* besonders stark entwickelt sein dürfte im Vergleich zu *Capreolus*. Die Facetten für das Lunare haben gleichfalls abweichende Formen hier und da, wie sich das schon aus der Betrachtung der parallelen Flächen beim Lunare ergeben hat.

Ein Pisiforme liegt mir von *Capra* und *Bison* vor. Die Maße sind folgende:

| | *Bison* | *Capra?* |
|---|---|---|
| Größter Durchmesser der Gelenkfläche (längs) | 35 | 11,5 |
| Kleinerer Durchmesser der Gelenkfläche (quer) | 24 | 7 |
| Größte Länge des Knochens auf der konvexen Seite | 49,5 | 21 |
| Länge auf der konkaven Seite | 42,5 | 15 |
| Breite des Tuberrandes außen | 44 | 16 |
| Dicke „ „ „ | 27 | 5 |

| Maße des Triquetrum | *Bison* von Hundsheim | *Capra? Ovis?* | *Capreolus caprea* | *Cervus elaphus antiqui* Pohl. [4]) | *Cervus elaphus primigenii* Pohl. [5]) |
|---|---|---|---|---|---|
| Diagonaler Durchmesser an der Außenseite von vorn-oben nach hinten-unten | 69 | — | 23 | 37 | 43 (ca.) |
| Diagonaler Durchmesser von vorn-unten nach hinten-oben ebenda | 59 | 23 | 17 | 27 | 31 (ca.) |
| Tiefe des Knochens (vorn-hinten) in der Mitte | 43 | 20 | 15 | 22 | 28 (ca.) |
| Höhe des Knochens vorn | 46 | 16 | 16 | 22,5 | 28 |
| „ „ „ hinten | 58 | — | 17 | 30 | 38 |
| Größte Breite des Knochens in der Mitte von links nach rechts | 48 | 11,5 | 9,5 | 15 | 18 (ca.) |
| Länge und Breite der distalen Gelenkfläche (vorn-hinten, links-rechts) | 43 \| 25 | — \| 9 | 10 \| 7,5 | 16,5 \| 13 | 20 \| 14 (ca.) |

1) 20 mm Länge eines Lunare von Kronstadt. Toula pag. 601.
2) Ohne die Seitenfacette.
3) Innen-oben nach außen-unten.
4) Höhere Schicht (lehmig) von Hundsheim.
5) Tiefere Schicht, braune Flecken, stark versintert.

Bekanntlich wird die distale Carpalienreihe nur von 2 Handwurzelknochen, dem Uncinatum (außen) und dem Magnum (innen), gebildet. So kommt es, daß die 3 proximalen Handwurzelknochen sich auf 2 distale verteilen müssen; dies geschieht nun so, daß der mittlere Knochen der oberen Reihe (Lunare) auf die inneren Abschnitte von Uncinatum und Magnum fällt, während die äußeren Hälften dieser Knochen vom Triquetrum und vom Scaphoid eingenommen werden.

Beginnen wir mit dem äußeren Knochen der distalen Reihe, dem Uncinatum, so sehen wir eine große Uebereinstimmung im vorderen erhabenen Teile dieses Knochens bei *Capra*, *Capreolus* und *Cervus*. Die letzten beiden sind nur durch geringe Unterschiede in der Neigung des hinteren unteren Gelenkflächenteiles für das Magnum, außer durch die Größe zu unterscheiden. Viel stärker weicht von den Cerviden *Capra* ab. Hier ist es namentlich der hintere niedrigere Abschnitt, der auch hier wieder viel stärker entwickelt ist, als bei *Cervus*. Zwischen die randlichen Facettenteile schiebt sich bei *Capra* eine rauhe Knochenmasse ein, ganz nach Art des dornartigen Fortsatzes am Hinterende des Lunare, während bei *Cervus* hier gerade ein Sattel erscheint. Außerdem ist der ganze hintere Abschnitt gleichsam vom hinteren unteren Fortsatz des Triquetrums nach unten und innen gedrückt, ein Verhalten, das ich bei *Cervus* gar nicht, bei *Capreolus* vielleicht angedeutet finde. So kommt es, daß die Berührungsflächen des Uncinatum mit dem Magnum beim Edelhirsch samt und sonders in einer Ebene liegen, während dies bei *Capra* nur für den vorderen und oberen, nicht aber für den hinteren Abschnitt gilt. Bezeichnend ist ferner noch das Breitenverhältnis der auf das Triquetrum und auf das Lunare entfallenden Abschnitte der proximalen Facette.

| Uncinatum | *Bison priscus* | *Capra? Ovis?* | | | *Capreolus caprea* | | | *Cervus elaphus* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Hundsheim | | | | | | | |
| Größte Breite | 44 | 15 \| 18 | 16 \| 17 | 15,5 \| 16 | 12 \| 14 | 12 \| 13 | 12 \| 15 | 20,5 \| 18 |
| „ Tiefe | 52 | 24 | 23,5 | 21 | 17 | 16,5 | 17 | 26 |
| „ Höhe | 37 | 15 | 13,5 | 14 | 11,5 | 11,5 | 13 | 18 |
| Diagonaltiefe von Eckpunkt vorn oben innen, nach dem Eckpunkt in der Mitte hinten | 31 | 16,5 | 15 | 15 | 11 | 11 | 11 | 18 |
| (verteilt auf Vorder und Hinterabschnitt) | 28 | 10,5 | 9 | 8 | 6 | 6 | 7 | 9 |
| Quere Breite in der Mitte des Vorderabschnittes | 27 | 8,5 | 7,5 | 8 | 7 | 6,7 | 6,5 | 10,5 |
| (verteilt auf Triquetrum und Lunarefacette) | 16 | 8 | 8 | 7 | 5 | 4 | 4 | 7 |

Eine sehr charakteristische Verschiedenheit besteht noch in der Form des Innenrandes der distalen Gelenkfläche. Bei *Capreolus* erscheint hier kurz hinter der vorderen Hälfte eine halbkreisförmige Nische, welche einem Nährgefäß den Eintritt zwischen Uncinatum und Magnum gestattet. *Cervus elaphus* weist die Scharte gleichfalls auf, doch ist sie hier im Jugendstadium, wie wohl auch beim *Capra*-Magnum weniger scharf hervortretend, da sich ihre Ränder mehr dem gesamten Innenrande anschmiegen. Bei *Capra* fehlt die Scharte durchgehend. Das Nährgefäß tritt ganz hinten am Hinterende der unteren (Haupt-)Facette ein, so daß der genannte Innenrand geschlossen bleibt.

Das Magnum liegt mir nur von *Capra* vor, von *Cervus elaphus* ist es mir nur durch eine Handzeichnung bekannt, der rezentes Material aus dem Zoologischen Museum in München zu grunde liegt.

Der wichtigste Unterschied ist der allgemeine Umriß des auf seiner distalen (glatten) Fläche aufruhenden Magnums. Während nämlich der Knochen bei *Cervus elaphus* subquadratisch mit rundem vorderen Außeneck geformt ist, so hat er bei *Capra* nahezu eine rhombische Gestalt. Die lange Diagonale

des Rhombus läuft von vorn-innen nach hinten-außen. Namentlich das spitz ausgezogene hintere Außeneck (der Ober- wie der Unterseite) gibt dem Magnum von *Capra* ein besonderes Gepräge, zudem ist die Tiefendimension besonders entwickelt, während das Analogon bei *C. elaphus* mehr breit als tief ist. Die Höhe des Knochens ist relativ beträchtlicher bei *Cervus*. Der für das Lunare bestimmte Abschnitt ist bei *Capra* sehr schmal, bei *Cervus* ist er zuungunsten des Scaphoids breiter entwickelt. Eine Gefäßgrube, welche bei alten Tieren nur durch einen engen Kanal mit dem Zwischenknochenraum in Verbindung steht, ist auf der Unterseite des Magnums, weit ins Innere der Facette verlagert, sichtbar. Bei *Cervus* ist sie im vorliegenden Fall nahe dem Innenrande gelegen. Die Tiefe der proximalen Gelenkgruben entspricht den Verhältnissen an den distalen Gelenkfacetten der proximalen Reihe, die wir oben näher untersucht haben.

| Magnum | *Bison priscus* Hundsheim | *Capra? Ovis?* Hundsheim juv. | | ad. | |
|---|---|---|---|---|---|
| Größte Breite (links-rechts) | 56 | 20,5 | 20 | 21 | 21 |
| Tiefe (vorn-hinten) nahe dem Innenrand | 52 | 20 | 19 | 22 | 21 |
| Größte Höhe (oben-unten) nahe dem Innenrand | 34 | 15 | 15 | 15 | 15,5 |
| Breitenanteil der Gelenkfläche für das Lunare, vor der Mitte gemessen | 15 | 6 | 6 | 6 | 6,5 |
| Breitenanteil der Gelenkfläche für das Scaphoid, vor der Mitte gemessen | 35 | 13,5 | 12,5 | 14 | 15 |

Die Form der Gelenkfläche des Magnums mit dem Uncinatum entspricht natürlich den oben für das Uncinatum mitgeteilten Verhältnissen.

Die proximalen Gelenkflächen des Metacarpus und Metatarsus gleichen viel mehr den von *Ibex* bekannten Formen als vielleicht der Gattung *Ovis*, deren Distalenden Nehring (bei *Ovis argaloides*) abgebildet hat. Ueberzählige Mittelfußknochen, deren Spuren kürzlich M. Schlosser am Vorfuß der *Capra jemlaica* und des fossilen Steinbockes aus der Tischoferhöhle in Gestalt einer sehr deutlichen Facette für das Metacarpale V beobachtet hat, fanden sich in Hundsheim an allen Exemplaren. Ueber die genetische Bedeutung dieser Knochen sagt Schlosser: „Es ist dieser dünne, splitterförmige Knochen immerhin noch ein Zeichen für die Abstammung der Ovicaprinen von Formen mit fünfzehigen Extremitäten."

Ein Metatarsale V ist von *Ovis* (vermutlich) vorhanden und wurde abgebildet (Taf. VI [XXXIV], Fig. 6). Es ist dies ein krummer, etwa keulenförmiger, unten spitz endigender Knochen, der oben eine schräggestellte ovale Facette trägt mit 8 : 6 mm Durchmesser. Ganz ähnliche Größe besitzt die entsprechende Facette am hinteren Außeneck auf der Rückseite des Metacarpus von *Bos taurus*. Nicht klar ist die genetische Bedeutung des knopfförmigen Sesambeines auf der Rückseite des proximalen Metatarsalendes, welches hier eine Gelenkfacette mit dem genannten Knochen bildet. Diese Facette ist an den fossilen Metatarsen überall entwickelt.

### Die Sesambeine am Distalende der Metapodien.

Von *Capra? Ovis?* fanden sich acht Sesambeine für die Gelenkrollen des Metacarpus bzw. Metatarsus, was ich bei der Unvollständigkeit des Materials nicht zu entscheiden vermag. Jedenfalls dürften die zum Metacarpus gehörigen Sesambeine breiter sein, als die zum Distalende des Metatarsus gehörigen, da die Rollen am Vorderfuß breiter sind als am Hinterfuß. Sehr auffällig ist das große Ueberwiegen (7 : 1) der Sesambeine für die inneren Rollenteile. Diese Sesamknochen sind durch viel

geringere Höhe gekennzeichnet, wie folgende Maße zeigen. In Vergleich mit ihnen führe ich die Maße der entsprechenden Sesambeine des Edelhirsches und Bisons von Hundsheim an.

| Aeußeres Sesambein | *Bison priscus* | | *Capra? Ovis?* | *Cervus elaphus* | | *Cervus capreolus* rezent | | *Cervus capreolus* fossil |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Größte Länge vorn-hinten | 30 | 29 | 14 | 22 | 21,5 | 7,5 | 9 | 14 |
| „ Breite links-rechts | 26 | 21,5 | 8 | 17 | 18 | 4 | 4 | 7 |
| „ Höhe oben-unten | 31 | 27 | 11,5 | 22 | 24 | 6 | 8 | 8 |

| Inneres Sesambein | *Bison priscus* | | *Capra? Ovis?* | | | | | | | *Cervus elaphus* | *Cervus capreolus* rezent | | *Cervus capreolus* fossil |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | vorn | hinten | | | | | | | | | vorn | hinten | |
| Größte Länge vorn-hinten | 35 | 34 | 20 | 19,5 | 19 | 20,5 | 19,5 | 19 | 19 | 22 | 9 | 11 | — |
| „ Breite links-rechts | 22 | 21 | 8,5 | 8,5 | 8 | 8 | 9 | 8,5 | 9 | 10 | 4 | 5 | — |
| „ Höhe oben-unten | 26 | 23,5 | 8,5 | 7,5 | 7 | 7,5 | 7,5 | 8 | 7 | 19 | 4 | 5 | — |

## Die Schädelreste.

Die oben näher beschriebenen Beinknochen, zumal die Metapodien, zeigten, daß die kleinen Cavicornier von Hundsheim nichts mit den eigentlichen Schafen zu tun haben. Die Beine der echten Wildschafe sind im Vergleich zu *Capra* und *Ibex* viel schlanker. Nur das Mähnenschaf Nordafrikas nimmt auch hierin eine Mittelstellung ein, da es verhältnismäßig kurze, mehr ziegenartige Metapodien besitzt und durch das Fehlen von Tränengruben den Ziegen gleicht. Die weit ausladenden, zylindrischen Hörner dieser Art finden sich sowohl bei Schafen als auch bei der Pallas-Ziege und bei *Caprovis Savinii* Newton. Zu welchen Untergruppen von *Capra* die Hundsheimer Ziegen die nächste Verwandtschaft besitzen, das deuteten bereits die Metapodien an und wird uns durch das Studium der Hornreste und der sehr vollständigen Zahnreihen zur Gewißheit: es ist dies in erster Linie die Sippe der Thar-Ziege. Da wir von Hundsheim keinen einzigen sicheren Rest eines erwachsenen Bockes gefunden haben, so war es mit Freuden zu begrüßen, daß Herr Dr. Stehlin in Basel die Güte hatte, das von mir 1908 erwähnte Schädelfragment sowie einige Zähne von der Grotte du Céou in der Dordogne zum Vergleich nach Tübingen zu senden, so daß ich die spezifische Uebereinstimmung des südfranzösischen und des niederösterreichischen Thars nachweisen konnte[1]). Diese Tatsache hat nichts Ueberraschendes, da eine ganze Reihe von Arten Hundsheim und den südfranzösischen Höhlen gemeinsam ist. Ich erinnere hier nur an *Hystrix*, *Hyaena striata* und *Machairodus*.

Die jetzt zu beschreibenden Hornreste gehören trotz mancher Formverschiedenheit bis auf ein einziges Schädeldach mit runden Hörnchen alle zu einer Art, welche durch scharfkantige Hornkerne ausgezeichnet ist und hierdurch sich ohne weiteres von *Ibex* unterscheiden. Es ist das der erste sichere Nachweis von wirklichen Ziegen im Diluvium des östlichen Mitteleuropas.

Von größter Wichtigkeit für die Entscheidung der Frage, welche Hörner und Gebißreihen zusammengehören, ist der bereits eingangs erwähnte, von mir 1908 gemachte Fund eines allerdings zertrümmerten Schädels der als *C. Stehlini* bezeichneten Art. Ich wähle ihn zum Typus der neuen Form (siehe Taf. VI [XXXIV], Fig. 1 d—f). Recht gut erhalten sind die beiden vorn scharfkantigen, hinten runden, nach rückwärts gekrümmten Hörnchen von etwa 10 cm Länge. Eine Biegung findet nur in

1) Basel, Naturhistorisches Museum 9, 58 Schädelfragment. 9, 61—64 Zähne.

einer Ebene statt. Außer diesen beiden Hornzapfen sind noch Teile des Jochbogens, der Maxillen mit den Zähnen und die Schädelbasis vorhanden, die auf ein zierliches, doch erwachsenes Weibchen schließen lassen. Die beiden Zahnreihen des Oberkiefers sind bis auf den 1. bzw. den 1. und 2. Prämolaren in guter Erhaltung vorhanden. Ich übergab die eine Reihe von Backzähnen sowie den Hornkern derselben Seite der Paläontologischen Sammlung des bayrischen Staates in München, so daß das Original der *C. Stehlini* jedem Forscher zugänglich ist. Sehr reichlich sind die Reste dieser Art auch im k. k. Hofmuseum in Wien vertreten. Zunächst ist hervorzuheben, daß alle in Hundsheim gefundenen Ziegenreste zu weiblichen Tieren verschiedenen Alters oder zu jungen Böcken gehören, was auch M. Schlosser (a. a. O. pag. 470) für die Steinbockfunde der Tischoferhöhle hervorhebt, da ja „die weiblichen Tiere den Raubtieren leichter zur Beute fielen, als die schweren starkbehörnten (und vorsichtigen) Böcke".

Das Bruchstück der Schädelbasis zeigt die für *Capra* typischen Merkmale. Es ist nämlich im Gegensatz zu *Ovis* am Vorderende der Hinterhauptcondylen, seitlich und vor dem Hinterhauptloch, eine starke Aufkrümmung der Condylenfläche zu einem quergestellten scharfen Knochenkamm [1]) zu bemerken, wie sich das in ähnlicher Weise bei Hirsch und Rind wiederfindet. Bei Schaf und Moschusochse ist von der gedachten Aufbiegung nichts zu bemerken. An ihre Stelle tritt nur eine Rauhigkeit, die aber auch hier von innen nach außen beiderseitig verläuft. *Bubalus* verhält sich hierin wie *Bos*; *Alces* ist wie *Cervus* beschaffen. Die Bildung des Basioccipitale ist bei unserem Fossil bis auf das geschilderte, für *Capra* allgemeingültige Merkmal recht verschieden von *C. jemlaica*. Denn obschon mir etwa gleichaltrige Ziegenskelette vorliegen, so ist doch an dem Hundsheimer Tier der erwähnte Knochenvorsprung viel stärker entwickelt, als bei dieser Himalayaziege, was aber mit der geringeren Größe des Condylus dieser Form im Einklang stehen dürfte. Ein weiterer Unterschied, der das Hundsheimer Tier von *C. jemlaica* entfernt und neben *C. hircus-aegagrus* stellt, ist die schwache Entwicklung der zwischen Proc. paroccipitalis und Condylus gelegenen Grube bei *C. Stehlini*. Hier zeigt sich nämlich bei *C. jemlaica*, auch *Ibex Cebennarum* Gervais, eine scharfrandige tiefe Lücke am seitlichen Außenrande der Condylenfläche (bei dem mir vorliegenden Schädel von *Ovis aries* fehlt sie ganz), während bei dem Schädel der Hausziege und in ähnlichem Betrage an dem Hundsheimer Fossil die genannte Lücke kaum entwickelt ist; so gibt sich hierin eine Annäherung an *Ovis* zu erkennen, wo der Condylus schon soweit mit dem Paroccipitalfortsatze zu einer Masse verschmolzen ist, daß die oben erwähnte Grube nach vorwärts geradezu vom Condylusrand überwölbt wird.

Ein linker Jochfortsatz des Schläfenbeins ist an dem genannten Schädelbruchstück 13 mm breit gegenüber 9 mm bei der rezenten *C. jemlaica* (Berlin A. 21, 09). Hinsichtlich der Hörner besteht große Aehnlichkeit zwischen den Tharziegen und den Ziegen von Hundsheim (Taf. VI [XXXIV], Fig. 1 b—f. Leider ist an keinem Stück von Hundsheim die Hornstellung sicher zu ermitteln. Nur an einem kleinen Fragment [2]) sieht man den gleichmäßig steilen Abfall des Hornes und des Stirnbeins, das von starken Lufträumen aufgebläht ist. Da jedoch verschiedene Arten des Genus *Capra* diesen geraden Verlauf, ohne eine Knickung zwischen Horn und Stirn, aufweisen, so ist hieraus kein näherer Schluß auf die Species zu ziehen. Es könnte sowohl eine echte *Capra*, als auch *Hemitragus* vorliegen. Die Aehnlichkeit mit *C. jemlaica* ergibt sich auch für das mir von Herrn Dr. Stehlin in Basel übersandte Schädelfragment vom Céou, das ich 1908 nebst einigen Resten von Hundsheim zu *C. jemlaica* gestellt habe. Hier sind die Stummel der beiden Hörner auf einem größeren Stück des Stirnbeines aufsitzend und der Beginn

1) Vgl. Textfig. 1 u. 2 und Taf. VI [XXXIV], Fig. 2a. 2) Ebenda Fig. 5.

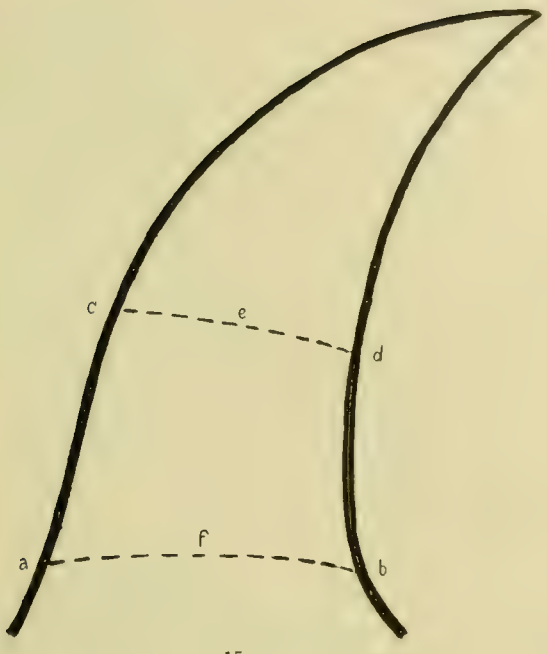
Hinterhauptbeines im ursprünglichen Zusammenhang erhalten. Von den Herren Stehlin und und Harlé dürfen wir weitere Aufschlüsse über das interessante Vorkommen erwarten. Der von Richard Owen in British fossil Mammals and Birds[1]) abgebildete sog. Ziegenschädel von Walton in Essex gleicht zwar in der Gestalt der Hörner einigermaßen dem Typus von Hundsheim, doch scheint die Céouziege der *C. Stehlini* im Ansatz und Querschnitt des Hornes näher zu stehen. Owen stellt das englische Cranium ebenso mit Unrecht zu *C. aegagrus*, wie ich dies 1908 mit einem Teil der Hundsheimer Reste getan habe. Viel wahrscheinlicher scheint mir der „Ziegenschädel" von Walton das Weibchen von einem *Ovis Arkal*[2]) zu sein. *Capra aegagrus* wird auch von Woldřich (Reste diluvialer Faunen etc., a. a. O. t. 1 f. 11 u. 12) aus Löß von Willendorf in Niederösterreich abgebildet. Der Hornkern ist seitlich viel zu stark zusammengedrückt, als daß er mit einer der Hundsheimer Hornkerne von *Capra*, geschweige denn mit *Ibex* verglichen werden könnte. Der Erhaltungszustand des Willendorfer Fossils sollte nachgeprüft werden, da in den oberen Lößschichten dieses Fundortes auch Ueberreste aus jüngerer Zeit vorkommen. Im Sommer 1908 sammelte ich hier den Metacarpus von *Bos* cf. *brachyceros*, der sich durch weißlichgelbe Farbe und hartes Knochengewebe leicht von diluvialen Knochen unterscheiden ließ. In neolithischen Schichten sind Ziegenhörner, wie das von Woldřich abgebildete, keine Seltenheit.

### Die Hornkerne.

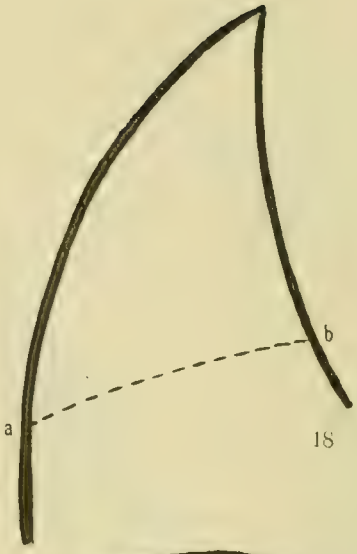
*Capra (Hemitragus) Stehlini* Taf. VI [XXXIV], Fig. 1 b—f, 5; Taf. VII [XXXV], Fig. 5, Textfig. 22, 23, 26. *Capra (Hemitragus) jemlaica* Textfig. 15, 16, 17, 18, 19, 24. *Ovis (Ammotragus) Toulai* Taf. VI [XXXIV], Fig. 1 a; Taf. VII [XXXV], Fig. 6 a, 6 b. *Ovis Polii* Taf. VIII [XXXVI], Fig. 5 u. Textfig. 37. *Caprovis Savini* Newton Taf. VIII [XXXVI], Fig. 1, 1 a, 1 b. *Capra Pallasi* ebenda Fig. 2, 2 a, 2 b. *Capra pyrenaica* ebenda Fig. 3.

Bei etwa 10 cm Länge des Hornkernes von *Capra Stehlini* (Taf. VI [XXXIV], Fig. 1 d u. f.) sind seine Durchmesser in der Mitte und an der Wurzel 33 und 39 mm, in der Richtung vorn-hinten, und 23—28 mm ebenda von links nach rechts. Fig. 1 b ist ein äußerst flaches Hörnchen, das nur einer alten Ziege angehören kann und, wie unsere Textfig. 24 erkennen läßt, auch dem Hornkern der weiblichen *C. jemlaica* äußerst ähnlich ist. Es ist, in der Sehne gemessen, von der Wurzel zur Spitze nur etwa 90 mm lang und hat vorn eine messerscharfe Kante und eine flache Innenseite. Seine Durchmesser betragen unten 34 mm (vorn-hinten) und 25 mm (links-rechts), in der Mitte ganz entsprechend 32 und 18 mm. Von der Mitte der Basis bis zur Spitze mißt der Hornkern d des ersten Individuums 84 mm. Der Basisquerschnitt zeigt die Maße 36 und 25 mm, der durch die Mitte gelegte Querschnitt: 33 und 22 mm. Die Hörner von jungen Böcken sind durch etwas größere quere Breite und durch stärkere Rundung ausgezeichnet. So zeigt Fig. 1 c unserer Taf. VI [XXXIV] ein vorn abgerundetes, kurzes und breites Hörnchen, das nur einem jungen Bocke angehören kann. Die Aehnlichkeit in Form und Größe mit dem Thar vom Kuaripaß (Berlin A. 21, 09) ist ebenso treffend wie das Horn eines der Hundsheimer Weibchen mit dem Horn einer jungen Tharziege (Tübingen No. 1738) der Nötlingschen Sammlung (Textfig. 24 u. 25) übereinstimmt. Einem alten Schaf dürfte die in Fig. 1 a Taf. VI [XXXIV] dargestellte Hornspitze angehört haben. Sie ist wie Fig. 2 b vorn gerundet; ihr Durchmesser, wohl der Hälfte der Länge entsprechend, mißt

1) a. a. O. pag. 489—490; vgl. Taf. VII [XXXV], Fig. 4 in dieser Abhandlung.
2) E. T. Newton, The Vertebrata of the Cromer Forest-bed. A. a. O.

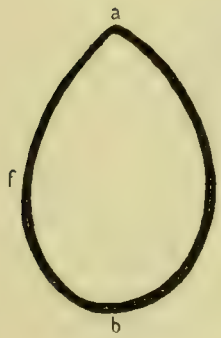



15

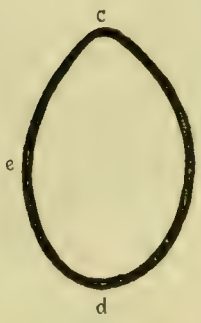



18

19



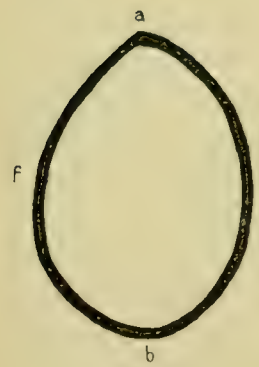

16




17

20

21




22

Fig. 15. *Capra jemlaica* (Himalaya). Horn von innen in nat. Gr. von erwachsenem Weibchen?

Fig. 16, 17. *Capra jemlaica*. Querschnitte in nat. Gr. des Hornes (Fig. 15).

Fig. 18, 19. *Capra jemlaica* ♂ ad. aus dem Zool. Inst. Tübingen, von der Seite und im Querschnitt in nat. Gr.

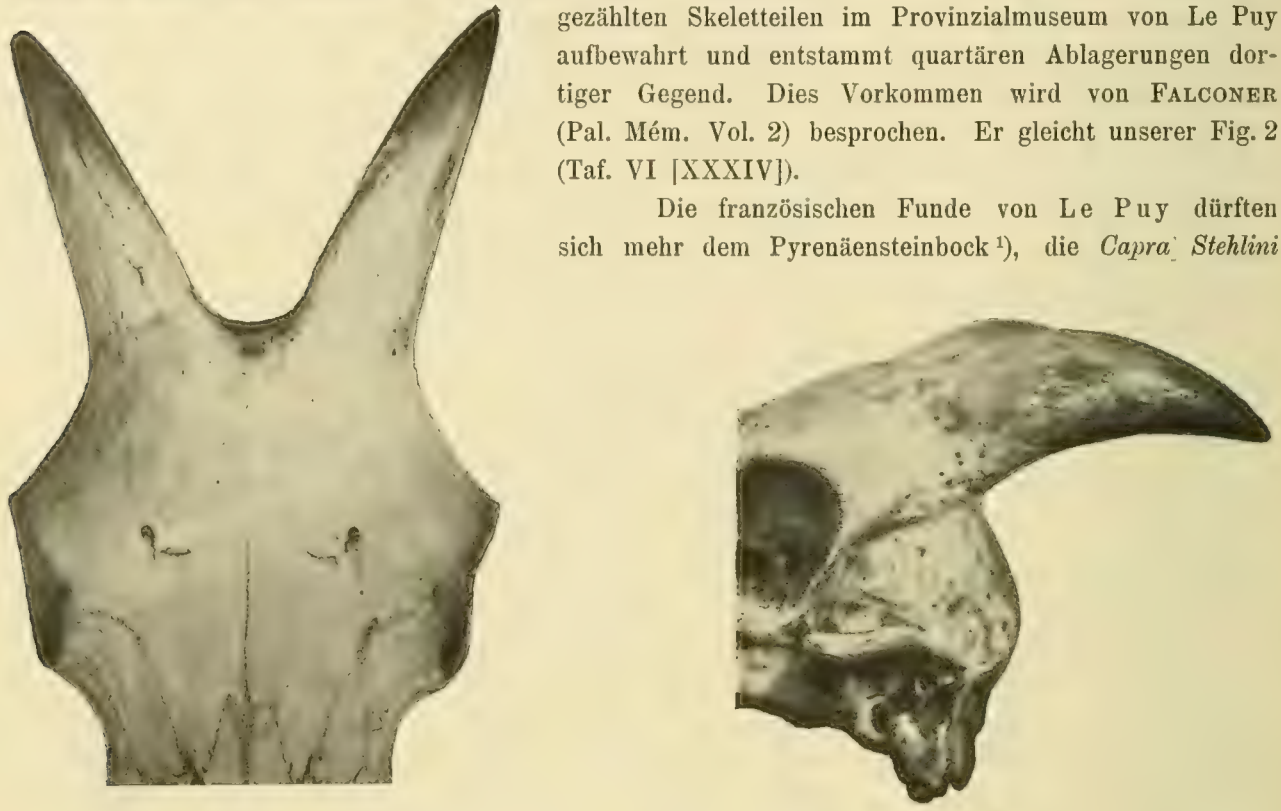
Fig. 20, 21. Querschnitte des Hornes von *Capra Künssbergi* aus Hundsheim in nat. Gr.

Fig. 22, 23. Querschnitte des Hornes eines erwachsenen Männchens von *Capra (Hemitragus) Stehlini* aus Hundsheim in nat. Gr.

23

38 und 25 mm. Das Horn gleicht außerordentlich dem eines weiblichen *O. Polii*, weshalb ich auch 1908, pag. 19—31, wegen dieses Hornkernes die Anwesenheit des Argali in der Hundsheimer Fauna annehmen zu müssen glaubte. Es scheint mir diese Bestimmung als *Ovis* s. l. um so wahrscheinlicher, als an der entsprechenden Stelle Längs- und Querdurchmesser von *O. Polii* 41 und 20 mm betragen, gegenüber 38 und 25 mm bei dem Hundsheimer Weibchen (von dem Gehörn einer weiblichen PALLAS-Ziege liegt mir eine Abbildung vor, die für die Hornkerne eine dreikantige Form vermuten läßt). Schließlich möchte ich noch einen ungefähr 16 cm langen Hornkern anführen. Er wird neben einigen, unten aufgezählten Skeletteilen im Provinzialmuseum von Le Puy aufbewahrt und entstammt quartären Ablagerungen dortiger Gegend. Dies Vorkommen wird von FALCONER (Pal. Mém. Vol. 2) besprochen. Er gleicht unserer Fig. 2 (Taf. VI [XXXIV]).

Die französischen Funde von Le Puy dürften sich mehr dem Pyrenäensteinbock[1]), die *Capra Stehlini*



24 25

Fig. 24 u. 25. *Capra (Hemitragus) jemlaica* H. SMITH. 24 Cranium von vorn in $^1/_2$ nat. Gr., 25 Cranium von der Seite in $^1/_2$ nat. Gr. Beide Figuren nach einem Exemplar von Himalaya (Koll. NOETLING) in Tübingen.

von Hundsheim und von Céou mehr der Tharziege und die Form von Walton dem *Ovis Arkal* anschließen. Die Abbildung eines Hornpaares der weiblichen *C. Pallasi* finde ich bei A. ANDREAE in: Begleitworte zur Geweih- und Gehörnsammlung im Römermuseum zu Hildesheim (1902). Pag. 39 wird ausgeführt: *Ibex caucasicus* der westkaukasische Thur, mit seinen weniger kantigen Hörnern und schwach ausgeprägten Wülsten, führt uns zum ostkaukasischen Thur oder Bharal (*Ibex cylindricornis*) hinüber, mit seinem runden eingerollten Gehörn schon sehr an Schafe erinnernd. So gleicht ihm durchaus der Himalaya-Bharal (*Ovis nahura*), dem zwar der Ziegenbart schon fehlt. Neuerdings unterscheidet MATSCHIE von den genannten kaukasischen Formen noch *Capra Sewertzowi* und *C. Raddei* als neue Art desselben Genus. Die deutliche Vorderkante, die bei der Abbildung ANDREAE's sichtbar wird, die

1) SCHINZ sagt, daß die Bildung der Hörner der *Capra Pallasi* sie den Steinböcken der Pyrenäen nähert.

geringe Länge des kantigen Hornes und das weniger spitze Ende der Hornscheiden der weiblichen Pallas-Ziegen passen schlecht zu den Hornkernen von Hundsheim, falls wir diese auf Weibchen und zum kleineren Teil auf junge Männchen beziehen. Ueber das weibliche Horn der Pallas-Ziege sagt Blasius (Säugetiere pag. 479), der diese Ziege als *C. caucasica* abbildet, folgendes: „die Hörner des Weibchens sind kürzer, flacher und kaum merklich schraubenförmig gedreht, im Vergleich zum Bocke". Diese Schilderungen passen auch nicht schlecht auf den erwähnten Hornkern eines jungen Steinbockes, der als No. 141 im Museum von Le Puy (Haute-Loire) aufbewahrt wird. Ebenda befindet sich ein „Metatarsus" No. 140, eine Tibia No. 143, ein Becken No. 142. Diese Reste tragen die Aufschrift „Antilope", dürften aber mit den von P. Gervais in Zool. et Pal. Françaises pag. 74 erwähnten Stücken identisch sein, die dort als *Ibex* bestimmt sind. („Le canon supposé d'Antilope par F. Robert — Ann. Soc. agric., sc., arts et comm. du Puy. 1829. t. 4 f. 6 — est un metacarpien de Bouquetin.)

Ebenso wie *Capra (Hemitragus) Stehlini* verschieden ist von Schafweibchen und jungen Männchen oder Weibchen der Steinböcke im breitesten Sinne, so gilt diese Verschiedenheit auch für alte Böcke von *Ibex* und erst recht von *Capra* (s. s.), wie die folgenden Ausführungen zeigen sollen.

Auf unserer Taf. VIII [XXXVI], Fig. 1—3 bringe ich 3 Skizzen von *C. Pallasi*, *C. pyrenaica* und *Caprovis Savini* zur Abbildung, um ihre nahe Verwandtschaft zu zeigen. Würde von Hundsheim das Gehörn eines alten Männchens vorliegen, so müßte es sich zwischen *C. Pallasi* und *C. pyrenaica* einschieben und eine vermittelnde Spreizung der Hörner aufweisen. Beginnen wir unseren Vergleich mit *C. Pallasi*, deren Gehörn Blasius l. c., wie folgt, schildert: „Die Hörner sind schraubenförmig im Raume gewunden, das rechte rechts, das linke links, so daß sie von der Basis an leierförmig auseinandertreten und mit den Spitzen wieder einander näher rücken. Die Hörner sind im Querschnitt an der Basis kreisrund, nach der Mitte eirund, nach der Spitze flach. Nach der Länge des Horns ist die vordere und hintere Fläche nur sehr schwach angedeutet. Die innere Fläche der Vorderfläche ist durch eine ziemlich deutlich hervortretende Längskante angedeutet." Diese Beschreibung ergänzt F. Major mit folgenden Worten [1]): „Die Innenfläche oben ist schwach konvex, die äußere ist es in viel höherem Grade. Alle beide setzen sich ohne scharfe Grenze auf die Fläche fort, die vorn gerundet und hinten abgeplattet ist." Forsyth Major verdanken wir an genannter Stelle, pag. 2—5, eine Beschreibung der Pyrenäenziege, von der er auf t. 6 f. 1 ein männliches Cranium abbildet. Seine Umrißzeichnung desselben füge ich bei auf Taf. VIII [XXXVI]. Während das Männchen der Pyrenäenziege im allgemeinen rundliche Hornkerne mit flacher Innenseite besitzt, so ist nach einer brieflichen Mitteilung von Herrn Prof. P. Matschie das Horn der weiblichen *C. pyrenaica* kantig. (Der genannte Forscher ist geneigt, das ihm zur Begutachtung eingesandte Schädelfragment der Ziege vom Céou auf die Pyrenäenziege zu beziehen.) Die Stirnansicht der *C. Pallasi*, welche ich hier wiedergebe, ist nach einer photographischen Aufnahme des Stuttgarter Schädels von mir gezeichnet worden. Aus der starken Divergenz der Hörner geht die Aehnlichkeit mit *Caprovis Savini* hervor. Das Horn der letzteren Art, als solches genommen, weist im Unterschiede zur lebenden Form kantigere Hornkerne auf. Newton beschreibt es folgendermaßen: „Sein Querschnitt hat flachovalen oder spindelförmigen Umriß mit etwas zugespitzten Enden. Die letzteren sind der Ausdruck der zwei Rücken, die die ganze Länge des Hornkerns überschreiten. Gerade über dem oberen Rande befindet sich ein breiter, tiefer Kanal, der gleichfalls von der Basis

1) Forsyth Major, Materiali per una storia degli Stambecchi. Atti della Società Toscana delle Scienze naturali. Pisa 1879. Memorie 4. pag. 24—30.

zur Spitze läuft, und gerade hinter diesem sind zwei oder drei kleinere Kanäle. Die Länge des Hornkernes maß entlang seiner größten Krümmung 19 cm, das Distalende ist abgebrochen. Im intakten Zustand an der Basis mißt er 196 mm und $^1/_2$ Zoll vom abgebrochenen Ende entfernt 114 mm."

„Mehrere weniger klar ausgesprochene Gruben sind auf dem tieferen vorderen Teile zu sehen. Die ganze Oberfläche ist rauh, aber dies ist mehr der Fall gegen die Basis, wo sie einen rauhen vorspringenden Rand bildet und den Hornkern scharf von dem glatten gleichsam gestielten Abschnitt des Frontale abhebt, auf das er sich stützt. Das abgebrochene Distalende entfaltet große Höhlungen im Innern, die jetzt mit harter Gesteinsmasse erfüllt sind. Das Frontale ist zwar gebrochen und zeigt so die weiten Frontalsinuse (die auch mit Matrix erfüllt sind), besitzt die gezähnelte Frontalnaht in guter Erhaltung, und ein Teil der Gehirnhöhle hat noch tiefe Eindrücke der Gehirnwindungen. Andererseits ist noch ein Teil der Orbita übrig. Der besonders glückliche Erhaltungszustand von so viel Frontale, insbesondere seines Mittelnahtrandes, setzt uns instand, die Richtung der Hörner zu ermitteln. Von der Stirn gesehen (Fig. 1) sieht man den Hornkern schief auf dem Schädel sitzen, seine Basis bildet einen Winkel von etwa 55° mit der Stirnnaht. Von der Basis krümmt er sich aufwärts, auswärts und rückwärts. Die Längsachse der Hornbasis steht fast in rechtem Winkel zur Stirnnaht, doch mit dem Außenende ein wenig rückwärts geneigt."

„Der ganze Hornkern ist in sich selbst gedreht und bildet so eine Spirale in der Richtung ähnlich der, die man bei *Ovis Cyprius* sieht, d. h. die Spitzen sind nach ihrem Verlauf nach außen abwärts und, einwärts gerichtet. Doch bei diesem ‚Forestbed'-Stück hat die in den 20 cm erhaltene Drehung nur etwa $^1/_3$ einer Umdrehung erreicht. Wäre der Schädel vollkommen, so müßten die zwei Hornkernbasen etwa 5 cm voneinander entfernt stehen . . ."

Newton zieht zum Vergleich eine Anzahl von *Ovis*-(*Caprovis*)-Arten heran und scheint der festen Meinung zu sein, daß hier *Ovis* und nicht *Capra* vorliegt.

Derselben Auffassung scheint Lydekker[1]) zu sein. Ueber die genannte Form führt er das Folgende aus: „In Größe und allgemeiner Krümmung stimmt dieses Stück sehr nahe mit dem entsprechenden Schädelstück der armenischen Rasse des asiatischen Muflon überein, mit welcher das pleistocäne Wildschaf wahrscheinlich verwandt war. An dem fossilen Schädel ist die Hinterseite der Hornkernes durch eine Reihe tiefer Kanäle gekennzeichnet, die in der lebenden Form nicht zu bemerken sind. Der äußere Stirnwinkel ist außerdem viel weniger hervorragend; aber da dies ein Merkmal der cyprischen Muflons ist, so scheint es nicht von sehr großem Unterscheidungswerte zu sein." Diese Feststellung Lydekkers prüfte ich im Herbste 1907 im Museum für Naturkunde zu Berlin nach, wo ich die entgegenkommendste Unterstützung von Herrn Professor Matschie erfuhr. Von *Ovis orientalis* fand sich ein männlicher Schädel aus Armenien vom Kara-Dagh bei Karaman (Florstedt, S. G.). Durch seine tiefen Tränengruben bewies er unzweideutig seine Zugehörigkeit zu *Ovis*. Der Querschnitt des Hornes stimmte vollständig mit der Schilderung von Blasius (Säugetiere. pag. 472) überein: „Das Horn ist deutlich dreikantig; die hintere Kante die schärfste, die äußere vordere die stumpfste . . . ." An dem Berliner Schädel maß ich die Sehnen zwischen den drei Eckpunkten des dreiseitigen Querschnittes als 6 : 6,5 : 7 cm entsprechend der inneren, äußeren und hinteren Facette. An dem Berliner

1) R. Lydekker, Wild oxen, sheep and goats of all lands. pag. 165.

Exemplar finde ich die nach innen und vorn gerichtete Fläche entschieden flacher, als wie dies Toula [1]) an einem Exemplar des Wiener Hofmuseums derselben Species „aus Persien“ darstellt.

Von einem derartigen oder ähnlichen Dreiecksquerschnitt ist aber bei *Caprovis Savini* nichts zu bemerken. Auch von den anderen durch Toula abgebildeten Hornkernquerschnitten will keiner zu *Caprovis Savini* passen, aber auch die scheinbar am nächsten stehenden wie *Pseudovis Nahoor* und *Caprovis Musimon*, haben runde und komprimierte Hörner, bei den anderen Formen ist der Querschnitt dreieckig mit schärfstem Hintereck, das gerade da auftritt, wo beim Männchen der *Capra Pallasi* die hintere Rundung zu finden ist. Es kann nach alledem nicht wohl hier von einem Vertreter des Genus *Ovis* die Rede sein, sondern von einem Angehörigen der Gruppe der Ziegen.

Tatsächlich sind die Hörner der Pallas-Ziege [2]) denen der sogenannten *Caprovis* — richtiger *Capra* — *Savini* recht ähnlich. Es lassen sich zwei zueinander senkrechte Maximal- und Minimaldurchmesser dort wie bei der Forestbedspecies nachweisen, wennschon die Unterschiede dort nicht so groß sind, wie bei der eigentlichen *C. Savini*. An seiner Basis mißt der Hornkern des Baseler Craniums, das schon F. Major beschreibt: 8 cm Durchmesser von links nach rechts gegenüber 7,6 cm bei *Caprovis Savini*. In der dazu senkrechten Richtung sind die Maße dementsprechend 7,2 bzw. 5 cm; also relativ flacher ist der Hornkern der *C. Savini*. In 16 cm Entfernung ist ein paralleler Querschnitt (unter Vernachlässigung der Drehung) 5,5 bzw. 5 cm bei *C. Pallasi* und 4,3 bzw. 2,7 bei *C. Savini* an einer vielleicht etwas entfernteren Stelle. Die Stirnbreite über der Orbita mißt bei *C. Pallasi* 7,5 cm gegenüber 8,6 bei *C. Savini*. Daß die gegenseitige Entfernung der Hornkerne in beiden Species sehr annähernd die gleiche ist, davon überzeugt man sich leicht bei Betrachtung der Umrißfiguren (Taf. VIII [XXXVI], Fig. 1 u. 2).

Was hier mit ausführlichen Vergleichen an der Hand von Maßen und Skizzen dargelegt wurde, nämlich daß *C. Savini* nicht zu *Ovis*, sondern zu *Capra* die nähere Verwandtschaft zeigt, daß erkannte Herr Professor P. Matschie mit einem Blick, als ich ihm die Newtonsche Abbildung zeigte. Seine Worte waren: „Das ist ja ein richtiger Thur!“

Gleichwohl soll hier nicht der Stab gebrochen werden über die englischen Forscher, welche *C. Savini* Newton [3]) zu der *Ovis*-Gruppe gestellt haben, ist doch gerade *Capra Pallasi* mit den Schafen von allen Ziegen am nächsten verwandt, wie dies Forsyth Major l. c. folgendermaßen zum Ausdruck bringt: „A. Wagner hat die Gruppe *Ammotragus* mit *Nahur*, *Burrhel* und *Tragelaphus* gebildet und bildete ein Subgenus, das er zwischen *Ovis* und *Capra* einschiebt — ein Subgenus auch von seinem Genus *Aegoceros*, und drückte so aufs beste die engen verwandtschaftlichen Beziehungen aus, die zwischen *Capra* und *Ovis* bestehen und in hohem Grade durch *Ammotragus* miteinander verkettet sind. Wollte man unserer *C. Pallasii* einen Platz in dieser Reihe anweisen, so wäre es zweckmäßig, ein be-

1) F. Toula, Ueber den Rest eines männlichen Schafschädels (*Ovis Mannhardi* n. f.) aus der Gegend von Eggenburg in Niederösterreich. Jahrb. d. k. k. Reichsanst. Bd. 53. 1903. Heft 1. pag. 53.

2) Die Durchmesser einer Hornbasis der weiblichen Pallas-Ziege (Römer-Museum in Hildesheim) messen: 60 mm von der vorderen äußeren Kante nach der Hinterkante und 45 mm von der vorderen Innenkante nach der halbierenden der gewölbten Außenfläche.

3) E. T. Newton schließt seine Betrachtung über die von ihm aufgestellte neue Art folgendermaßen: „Es will nach den obigen Erwägungen so scheinen, daß dieser „Forest-bed“-Hornkern nicht endgültig auf irgendeine rezente oder fossile Form bezogen werden kann; aber er scheint insgesamt äußerst nahe verwandt dem sardinischen Schaf, *Caprovis musimon*, und dem *Ovis cyprius*, zwei Formen, die manchmal als zu einer Species gehörig angesehen wurden, von denen beiden er aber doch in gleicher Weise verschieden ist. Ich schlage darum vor, ihn in das Genus *Caprovis* zu versetzen, zum Zeichen seiner Aehnlichkeit mit den beiden nahe verwandten Genera, und ihn spezifisch nach seinem Besitzer *C. Savini* zu benennen.“

sonderes Subgenus mit Namen *Tragammon* zu errichten, das sich zwischen *Capra* und *Ammotragus* einschieben würde." So wird mit dem beigelegten Namen sie als eine Zwischenform bezeichnet, die mehr gegen *Capra* neigt, während die *Ammotragus*-Formen, von denen wir nur wenig wissen, Zwischenformen sind, die mehr nach *Ovis* hinweisen.

### Die Bezahnung des Oberkiefers.

*Hemitragus Stehlini* Taf. V [XXXIII], Fig. 6, 8, und Taf. VI [XXXIV], Fig. 1e; *Ammotragus Toulai* Taf. V [XXXIII], Fig. 5, 9, u. Taf. VI [XXXIV], Fig. 1e und 7; *Capra Künssbergi* Textfig. 34.

Die häufigsten Ueberreste der Ziege sind deren Zähne. Ihre Farbe ist gewöhnlich blendend weiß, dabei ist ihr Schmelz hart wie Elfenbein. Ihre oft beträchtlichen Maße stehen in einem gewissen Gegensatz zu den kleinen Hornkernen. Selbst wenn auch hier nach Analogie mit *C. aegagrus*[1]) das Horn des Weibchens um $^2/_3$ gegen das des Bockes zurückgeblieben sein mag, so wird doch im Maximum das männliche Horn 30 cm lang gewesen sein. Auch der von Owen abgebildete Schafschädel aus Mitteldiluvium von Walton hat auffallend kurze Hörner. Ganz anders verhalten sich da die Zähne. Sie sind an den Hundsheimer Gebissen der *C. Stehlini* ausnehmend stark und werden hierin wie auch in manchen anderen Punkten denen des Argalis ähnlich, was mich 1908 dazu bewog, einen Teil der Hundsheimer Gebisse auf diese Art zu beziehen. Die Zusammengehörigkeit der auffallend großen, als „*Ovis*" bestimmten Zähne mit den kleinen, vorn zugeschäften Hornkernen ließ sich nicht erweisen. Die *Ovis*-ähnliche Form und Größe der Zähne ist ein hinreichender Grund dafür, die Existenz eines Wildschafes in der Hundsheimer Fauna anzunehmen. Es verdient bei der Beschreibung hervorgehoben zu werden, daß die abgebildeten Zähne von *Hemitragus Stehlini* die Merkmale von *Capra* im engeren Sinne (unter Ausschluß von *Ibex*) aufweisen und auch von *Ovis* in einigen Merkmalen abweichen. Das sind vor allem die bei *Capra* fehlenden, für *Ovis* und Ovibovinen aber sehr bezeichnenden Schmelzinseln im Quertale der oberen Molaren. Die Art ihres Zustandekommens hat Forsyth Major beschrieben und hierin grundlegende Unterschiede zwischen Schaf und Ziege nachgewiesen, die ich an den mir vorliegenden Schädeln von Schaf und Ziege bestätigt finde. Es sei hier auf seine Ausführungen (l. c. pag. 41) hingewiesen. In dem einen Punkte kann ich dem gelehrten Forscher nicht beipflichten, daß nämlich bei *Capra* die Trennung des letzten unteren Molaren durch zwei quergestellte Schlitze, die bei einem auf t. 5 f. 25 dargestellten $M_3$ von *Ibex* so deutlich hervortreten, stets tiefer sei als bei *Ovis*, oder mit anderen Worten, daß die Verschmelzung der Zahnhöcker bei *Capra* immer später erfolgte als bei *Ovis*. Eben hier scheint eine frühe Verschmelzung allerdings die Regel zu sein, aber es dürfte dort ein ähnlich frühes Verschmelzen, freilich ohne die Besonderheit der Inselbildung, durch Abschnürung des Haupttales gleichfalls vorkommen, wie gerade ein noch nicht angekauter $M^3$ aus Hundsheim beweist. Durch solche Ausnahmen werden die Beobachtungen F. Mayors nicht entkräftet, sondern erweitert, insofern als *Ammotragus Toulai*, wie auch *C. Pallasi*, zwischen Ziege und Schaf, wenn auch dem letzteren näher verwandt, zu stehen kommt. Von allen Oberkiefermolaren des *A. Toulai* kommt es nur bei einem einem abgekauten $M^1$ von 18 mm Stockhöhe zur Bildung einer runden Schmelzinsel, die ja bei *Ovis* die Regel ist, während ich bei *C. jemlaica* nur eine Schmelzschlinge im Zusammenhang mit dem vorderen Längstal erblicke. Es sind Unterschiede ganz anderer Art, welche *Ibex* hier ausschließen. Die Ab-

1) Forsyth Mayor, Materiali etc. l. c. pag. 20. Nach Analogie mit *Capra (Hemitragus) jemlaica* sind jedoch für die zugehörigen Böcke keine 30 cm langen Hörner zu erwarten.

weichungen von *Ovis* sind viel geringer, als die von *Ibex*, weshalb ich 1908 hervorhob, daß in Hundsheim keine Oberkieferzähne des Steinbockes vorkommen. Eine erneute Durchsicht des Hundsheimer Materials ließ mich jedoch 1913 im Oberkiefergebiß ($M_1$—$M_3$) von *Ibex* sp. oder einer nah verwandten Ziege finden, welche ich hier als Textfig. 34 neben den entsprechenden Zähnen eines französischen Steinbocks reproduziere. Die Unterschiede von *Ibex*-Arten bestehen im wesentlichen darin, daß hier die Innenhalbmonde (Zahnmarken der Innenhügel) eckige und verzackte Ränder haben, während bei *Capra* im engeren Sinne und in noch höherem Maße bei *Ovis* weiche und runde Formen herrschen. Zudem sind die Schmelzblätter, zumal der Außenwände, bei den Zähnen bei *Ovis Toulai* von Hundsheim in viel zierlicherer Weise gefaltet. Der Schmelz ist dünner, und wie es scheint, wird er in schwächerem Maße abgenutzt, als beim Steinwild [1]). Die akzessorischen Säulchen sind am Schafzahn viel schlanker, und der Schmelz ist nicht so rauh und runzelig, wie man dies gewöhnlich bei Steinbockzähnen wahrnimmt. Sehr guten Ueberblick über diese Verhältnisse gibt t. 5 in F. Majors genannter Arbeit, wo Zahnreihen und einzelne Zähne von *Ovis*, *Ibex* und *Capra* abgebildet werden. *C. Pallasi* weicht in der Schmelzbeschaffenheit und dem feineren Detail seiner Schlingen von *Ibex* ab und steht *C. Stehlini* und sogar *Ovis* näher, als z. B. auch der Sinaisteinbock. Die Hundsheimer Zähne gleichen in den genannten Punkten zum Teil den von K. v. Fritsch abgebildeten Zähnen der *C. primigenia* (O. Fraas) aus der Anteliashöhle am Libanon. Bezüglich des auf Taf. V [XXXIII], Fig. 14 u. 15 abgebildeten Unterkiefers des *Ammotragus Toulai* den ich anfangs als zu *Ovis* gehörig betrachtet habe, aber mit Woldřich [2]) von typischem *Ovis* trennen muß, verweise ich auf die unten folgende Maßtabelle.

Forsyth Major führt aus, daß bei *Ovis*-Oberkieferzähnen Schmelzsporne häufig in das Haupttal wie in die beiden abgeschnürten Längstäler hineinragen. Dieses Merkmal finde ich an den mir vorliegenden Schädeln zahmer Schafe bestätigt. Bei der Hundsheimer *Ovis*-Form sieht man das gleiche, zumal an den Prämolaren. Zunehmende Abnutzung bringt jedoch die Spornbildungen zum Verschwinden. Die Aehnlichkeit mit Zähnen der *C. Pallasi* und auch mit *Ovis Polii* [3]) schien mir so groß, daß ich lange im Zweifel war, mit welcher die größere Aehnlichkeit besteht. Die Form des Unterkiefers, von der später die Rede sein soll, entschied endlich für *Ammotragus*. Da die Aehnlichkeit mit Zähnen der eigentlichen Steinböcke sehr gering ist, so kann hier auf einen Vergleich verzichtet werden.

Im Hinweis auf die folgende Tabelle sei auf einen offenkundigen Unterschied des *A. Toulai* von der Pallas-Ziege aufmerksam gemacht. Er bezieht sich auf die Zähne vom vordersten Prämolaren bis zum ersten Molaren einschließlich. Vergleicht man die Maße von 3 und 13, so ergibt sich bezüglich des Längendurchmessers Uebereinstimmung in beiden Arten. Der vordere Anteil der Zahnreihe ist kürzer als bei der Pallas-Ziege, was auch für den Unterkiefer zutrifft. Hierzu ist die Streckung der Schnauzenpartie bei der Hundsheimer Art die direkte Veranlassung. Sie spricht für *Ammotragus*.

Der Vollständigkeit halber habe ich eine Anzahl von Zahnmaßen verschiedener Ziegen und einer *Ovis*-Art zusammengestellt; doch sind dieselben viel weniger charakteristisch als die feineren Merkmale der Schmelzstruktur.

Es erübrigt noch, den Vergleich mit *C. primigenia* (O. Fraas) aus der Anteliashöhle am Libanon zu ziehen. K. v. Fritsch hat a. a. O. pag. 23—26 ausführlich über den Zahnbau dieser seltenen, wohl

1) Noch stärkere Schmelzabnutzung als bei *Ibex* fand ich bei *Ovibos*.

2) L. c. pag. 8, Wirbeltierfauna des Pfahlbaues etc.

3) Sehr verschiedenartig ist der Bau der letzten Molaren im Ober- wie im Unterkiefer bei den verschiedenen Species von wilden Schafen.

den wenigsten Forschern zugänglichen Ziegenform geschrieben. Unter anderem hebt er den Kulissenbau der Oberkiefer wie der Unterkieferzähne hervor: „Die Oberkieferzähne haben eine starke Treppen- oder Kulissenstellung. Auch in den einzelnen wahren Mahlzähnen steht das hintere Außenblatt sehr weit vor dem vorderen hervor. Daher ragen auf der Außenwand drei fast gleich scharfe und hohe Kiele auf, deren letzter, hinten, nur ein klein wenig schwächer als die vorderen ist, und zwischen den Außenblättern und den Innenbögen bleiben nur schmale, lange, offene „Marken", an deren Außenseite der Schmelz sehr dünn liegt.

Derartige Kulissenstellung ist den Hundsheimer Ziegen nicht eigentümlich. Die Außenblätter stehen vielmehr in einer Ebene. Aehnliches beobachtete ich bei *C. beden* und *C. jemlaica*. Ein Oberkieferfragment von *Ibex* aus Südfrankreich zeigt jedoch die Kulissenstellung in hohem Grade.

Das einfachste Unterscheidungsmittel der 3—4 Arten von Ovicapriden in Hundsheim ist die Gestalt des oberen letzten Molaren $M_3$. Den längsten, zugleich stark einwärts gekrümmten Talon hat *Ammotragus Toulai*, wie unsere Taf. V [XXXIII], Fig. 5 und 9) erkennen läßt. Etwas kürzeren Talon und zugleich eine kürzere Hinterhälfte des Zahnes hat $M_3$ von *Hemitragus Stehlini* (Taf. V [XXXIII], Fig. 6 und 8). Noch kürzer ist die Hinterhälfte bei *Capra Künssbergi*, wie unsere Textfig. 34 zeigt, sie gleicht *Ibex Cebennarum* Gervais. Von $M_3$ des schwäbischen Steinbocks (Sirgenstein), dessen Metatarsus (vom Hohlefels) ganz auffallend mit den entsprechenden Knochen von Hundsheim übereinstimmt, bilde ich Taf. V [XXXIII], Fig. 11 und 12 den oberen bzw. den unteren $M_3$ ab. Typisch für *Ibex* ist die Verbreiterung des ganzen Zahnes von oben nach unten, der Basis (vgl. Schmerling, Oss. foss. T. 2. t. 27 f. 5). Ein solches Verhalten zeigt *Hemitragus Stehlini* (Céou, Taf. V [XXXIII], Fig. 7) nicht, sondern verhält sich hierin, wie in der glatten, leicht gewellten Beschaffenheit des Schmelzes ganz anders wie *Ibex fossilis* (Hohlestein) mit dem runzeligen Schmelz. Auch auf die Verschiedenheit in der Außenansicht des $M^3$ von *Hemitragus Stehlini* verglichen mit *H. jemlaica* vom Himalaya, sei kurz verwiesen, wie sich Leser an Hand der Fig. 8 und 10 auf Taf. V [XXXIII] überzeugen möge.

Von den oberen Milchbackenzähnen liegt aus Hundsheim eine Reihe der linken Seite von $d_1$—$d_3$ vor. Die Maße dieser Zähne sind, wie folgt:

| Maße in mm | | *A. Toulai* Oberkiefer | | | | *Capra ibex*, Südfrankreich Oberkiefer | *A. Toulai* Unterkiefer |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $d_1$ | Größte Länge | 8 | 8 | 9 | 9 | — | 6,2 |
| | „ Breite | 7,2 | 7 | 8 | 6 | — | 3,2 |
| | „ Höhe | 12 | 23 | 19 | 9 | — | — |
| $d_2$ | „ Länge | | | | 13 | 10 | 10 |
| | „ Breite | | | | 10,5 | 8 | 6 |
| | „ Höhe | | | | 9,5 | 7 | — |
| $d_3$ | „ Länge | 15 | 16,5 | | — | 14 | 20 \| 20 |
| | „ Breite | 14 | 13 | | — | 10,5 | 6—6 \| 8—7 \| 9—8 |
| | „ Höhe | 12 | 18 | | — | 13 | — |

Die Zähne, denen die Maße in den beiden ersten Kolumnen entsprechen, befinden sich in meiner Privatsammlung, die der dritten werden im Hofmuseum zu Wien aufbewahrt. Es ist dies eine linke Milchmandibel mit $d_1$—$M_1$, außerdem ein isolierter $d_3$. Das Milchgebiß von *Ibex* enthält $d_2$—$M_1$. Es stammt aus der Grotte des Fées, Marcamps, Gironde.

Auf die Milchzähne des Unterkiefers paßt sehr gut die Beschreibung, welche K. v. Fritsch von der *Capra primigenia* gegeben hat (l. c. pag. 24): Von den oberen Milchzähnen haben die beiden hinteren, $d_1$ und $d_2$, den Bau zweijochiger Molaren, und zwar hat auch $d_2$ Joche von wesentlich gleicher

Höhe. $d_3$ aber zeigt den Bau eines einjochigen Ziegenprämolars bei etwas eckigem und langgestrecktem Umriß. Die angeführte Milchmaxille von *Ibex* läßt sich leicht unterscheiden von den entsprechenden Zähnen des *Ovis Toulai*. An den Milchzähnen $d_2$ und $d_3$ von *Ibex* ist wieder die Kulissenstellung der äußeren Schmelzblätter deutlich ausgeprägt. Die hintere Hälfte der durch eine scharfe Längsrippe getrennten Blätter ist bei *Ibex* in weit höherem Maße gegen die vordere Hälfte verschoben, als bei *Ovis Toulai*. Noch ein zweites, besonders bei *Ovis* häufiger auftretendes Merkmal ist auch hier im Milchgebiß des *Ovis Toulai* das Vorhandensein von Schmelzinseln. Es sind deren 2 beim $d_3$, eine am $d_2$ entwickelt. Beiden gleich stark abgekauten *Ibex*-Deciduen fehlen sie vollständig. Die Abweichung der Hundsheimer Form von den wirklichen Steinböcken läßt sich also bis in alle Einzelheiten des Zahnbaues hinein verfolgen.

## Die Unterkiefer.

*Hemitragus Stehlini* Textfig. 27. *Ammotragus Toulai* Taf. V [XXXIII], Fig. 14 u. 15 (ebenda Fig. 7 ist *Hemitragus Stehlini* und Fig. 11 u. 12 ist *Ibex fossilis*). Textfig. 28 = *Ibex* cf. *priscus* Woldřich. Textfig. 35 ist unbestimmt.

Der Unterkiefer des *Ammotragus Toulai* wurde 1908 (W. Freudenberg, Die Fauna von Hundsheim etc.) zu *Ovis* gestellt, da er mir am meisten auf das asiatische Wildschaf (*Ovis ammon*) herauszukommen schien. Dabei hatte ich hauptsächlich Größe und Form der Zähne im Auge. Mit *Ibex* wollten sie gar nicht stimmen, die zudem durch den besonders starken $M_3$ ausgezeichnet sind[1]).

Der Vergleich mit *C. jemlaica* fiel nicht zugunsten einer Identifizierung mit dieser Species aus. Dies verbot allein schon die viel beträchtlichere Größe der Hundsheimer Form.

Ich verdanke Herrn Dr. M. Schlosser einen Hinweis auf die Arbeit von J. U. Woldřich: „Wirbeltierfauna des Pfahlbaues von Ripač bei Bihać“, wo die folgenden sehr brauchbaren Merkmale des Ziegenunterkiefers angeführt werden: „Bei dem Unterkiefer bewährten sich neben der kulissenartigen Reihenfolge der Backenzähne der Ziege besonders die Schlankheit des horizontalen Astes, seine geringere Höhe, die kräftigere Entwicklung des Mandibelhöckers (t. 45 f. 12 über *a*), die größere Einschnürung des horizontalen Astes (*b*) vor dem Winkel, welche die Schlankheit des Astes erhöht, der verhältnismäßig schmälere, aufsteigende Ast, seine tiefere Grube außen am Vorderrand (*c*) hinter dem $M_3$, die größere Einschnürung unter dem Gelenk (*d*) etc.“ Alles Merkmale, die, auf unsere Mandibel angewendet, ihre Zuweisung zu *Ovis* s. s. sehr unwahrscheinlich machen (vgl. Taf. V [XXXIII], Fig. 14 u. 15). Der Muskelhöcker an der Außenseite kurz über der erwähnten Einschnürung ist an der Hundsheimer Mandibel in so ausgezeichneter Weise entwickelt, daß man schon nach diesem Merkmal das schöne Stück, dem nur die aufsteigenden Aeste fehlen, von *Ovis* s. s. trennen muß. Aus dem Naturalienkabinett in Stuttgart erhielt ich durch das liebenswürdige Entgegenkommen des Herrn Professor Lampert Schädel mit Unterkiefer von *Ovis Polii* ♀ und *Capra Pallasi* ♂ zugesandt, deren Hornkerne wie auch die Zahnreihen ich mit den Hundsheimer Stücken in Vergleich brachte. Da stimmte nun der Bau des Kiefers besser mit *C. Pallasi* überein, soweit die von Woldrich angeführten Merkmale in Betracht kamen.

Hier seien einige Maße angeführt, welche die nahe Größenübereinstimmung des Hundsheimer

1) M. Schlosser, Die Bären- oder Tischoferhöhle im Kaisertal bei Kufstein. Abh. d. Bayr. Akad. d. Wiss. II. Kl. Bd. 24. Abt. II. München 1909. pag. 431 (Mitte).

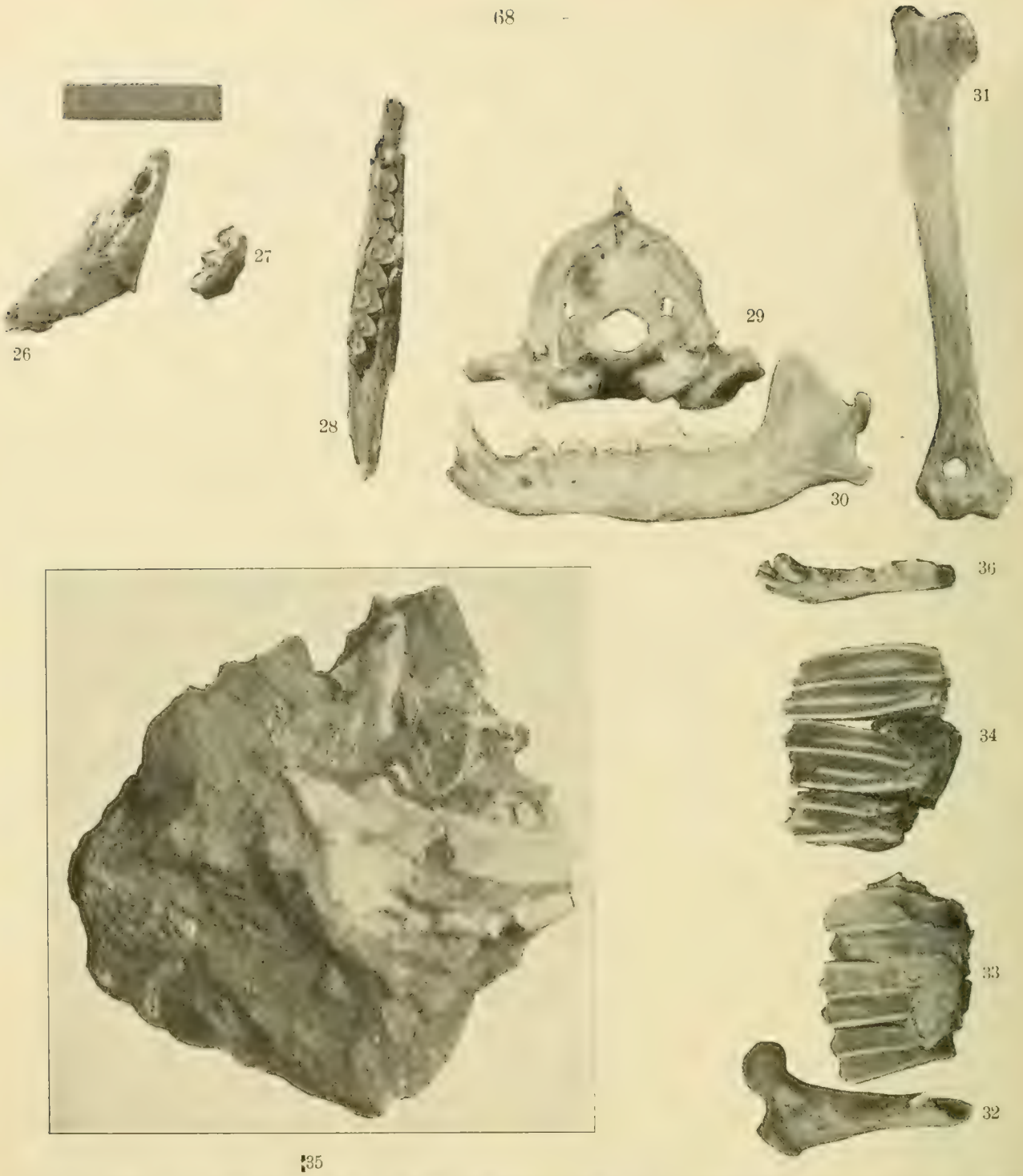



Fig. 26 u. 27. *Capra (Hemitragus) Stehlini.* Rechter Hornkern (Fig. 26) eines Männchens mit letztem unterem Molaren (Fig. 27) zu dem Fragment der Taf. VI [XXXIV], Fig. 1c gehörig. Maßstab darüber. Originale von Hundsheim.

Fig. 28—31. 28 *Ibex priscus* Woldřich (Unterkiefer.) 29 *Canis Neschersensis* Croizet (Hinterhaupt). 30 *C. Neschersensis* (Unterkiefer). 31 *C. Neschersensis* (Humerus). 28 von Hundsheim. 29—31 von Deutsch-Altenburg. Alles in $^1/_2$ nat. Gr.

Fig. 32, 33, 34 u. 36. 32 *Meles taxus* Deutsch-Altenburg, Unterkiefer. 36 *Canis vulpes* (von ebenda, in Wien), Femur. 33 *Ibex* cf. *Cebennarum*, Gironde, $M_1$—$M_3$. 34 *Capra Künssbergi*, Hundsheim, $M_3$—$M_3$ (in Wien). Alle Figuren in $^2/_3$ der nat. Gr.

Fig. 35. Unterkiefer mit Fußknochen von *Ovis? Capra?* in versintertem älterem Löß von Hundsheim, etwas verkl.

Oviden mit *C. Pallasi* (und auch mit einem weiblichen *Ovis Polii*) erkennen lassen. Die Maße beziehen sich auf den Querschnitt des horizontalen Astes unter $M_3$.

| | *Capra Pallasi* ad. ♂ | *Ovis Toulai* ad. ♀ | *Ovis Polii* ad. ♀ | *Ibex* foss. Tischofer Höhle | *Ibex* foss. nach Woldřich |
|---|---|---|---|---|---|
| Höhe des Kiefers außen | 38 | 39 | 44 | 37, 38 | 43 |
| Höhe des Kiefers innen | 40 | — | 45 | — | — |
| Dicke des Kiefers | 18 | 17 | 17,5 | — | — |

Die größere Kieferhöhe unter $M_3$ bei *Ovis* ist auf die geringere Einschnürung am Unterrande bei diesem Genus zurückzuführen.

Das Diastema zwischen $P_3$ (im linken Ast schließt die Reihe der Backzähne mit $P_2$ nach vorn ab, wie dies bei *Ibex* des öfteren vorkommen soll) und dem zum Schneidezahn $I_4$ gewordenen Caninen ist etwas länger bei *A. Toulai*. Eben die gestrecktere Schnauze kommt einem spezifischen Unterschied gleich, der offenbar zwischen *C. Pallasi* und *Ovis Toulai* besteht. Das Diastema ist bei *Ovis Toulai* 56 mm lang, Länge der Zahnreihe 86 mm[1]). Bei *C. Pallasi* messe ich 50 mm Länge des Diastemas neben ca. 84 mm Länge der Zahnreihe. Hieraus folgt, daß bei etwa gleicher Länge der Zahnreihe *A. Toulai* ein längeres Diastema aufweist als *C. Pallasi*. *Ovis Polii* verhält sich hierin wieder viel ähnlicher der Hundsheimer Form mit ca. 87 mm Länge der Zahnreihe und einem Diastema von 65 mm. Der *Ammotragus Toulai* von Hundsheim vermittelt also in diesem Punkte zwischen *Ovis Polii* und *C. Pallasi*.

Die Unterkieferzähne sind im Bau mit keiner bekannten Art direkt zu vereinigen. Der $M_3$ besitzt einen recht eigentümlich geformten Talon von halbmondförmigem Querschnitt ohne scharfe hintere Kante, wie diese auch bei *C. Pallasi* beobachtet wird. Die Abknickung des Talons ist beträchtlich. Es ist, als wenn der hinterste Zahnteil aus der Längsachse heraus nach außen gerückt wäre.

Die Prämolaren haben in der Anordnung ihrer Höcker sicher manche Besonderheiten, sind aber umständlich zu beschreiben. Im allgemeinen fällt die starke Entwicklung des Hinterlobus auf, wodurch eine Streckung in der Richtung vorn-hinten bewirkt wird. In der Schilderung dieser Verhältnisse gehe ich von dem Wortlaut K. v. Fritschs aus (l. c. pag. 25—26):

„Bei den Prämolaren der libanotischen Ziege von Nahr el Djoz und Antelias ist das Nachjoch sehr verkümmert. Auf dem Innenblatte ist keine Spur davon zu erkennen, ebensowenig auf dem Außenbogen des vordersten Prämolaren $p_3$. Eine schwache Spur davon in Gestalt einer geringen Einkerbung des Außenbogens findet sich bei $p_2$; eine etwas stärkere bei $p_1$. Diese Unterscheidbarkeit des Nachjochs auf dem mittleren Prämolar $p_2$ ist jedoch bei der libanotischen *C. primigenia* schwächer als bei dem Sinaisteinbock und dem von Giebel gesammelten Unterkiefer (*Ibex priscus?*). An dem hintersten Prämolaren ($p^1$) verhält sich die Gesamtlänge des Zahnes zum Nachjoche

| | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| bei *C. primigenia* | wie | 12 | mm | zu | 3,9 | mm |
| beim Giebelschen Steinbock | „ | 11 | „ | „ | 3 | „ |
| beim Sinai-Steinbock | „ | 9,5 | „ | „ | 2,5 | „ |
| bei *C. jemlaica* | „ | 9 | „ | „ | 2 | „ |
| bei *Ammotragus Toulai* | „ | 12,5 | „ | „ | 4 | „ jung |
| | „ | 11 | „ | „ | 3 | „ alt.“ |

1) Woldřich gibt als Länge der Zahnreihe (Diluviale Faunen aus Niederösterreich, l. c. pag. 31) 85 mm für den fossilen Steinbock von Vypustek an. Die Kieferhöhe zwischen $M_2$ und $M_3$ ist 43,5, die Dicke ebenda 20 mm.

Die Maße der Unterkiefermilchzähne wurden zusammen mit denen des Oberkiefers angeführt K. v. Fritsch beschreibt diese Zähne von *C. primigenia* (O. Fraas) mit diesen Worten: „Von den Unterkiefermilchzähnen haben die 2 vorderen die Gestalt von Prämolaren; $d_1$, der dreilappige Milchzahn, zeigt an einem der Stücke auffallend starke Basalwarzen.“ Diese waren an dem Hundsheimer Analogon nicht zu beobachten. Die Schneidezähne (des Unterkiefers) zeigen keine Besonderheiten. Sie kommen in der Abbildung des Unterkiefers eines alten Tieres (Taf. V [XXXIII], Fig. 14, 15) gut zum Ausdruck.

An einigen losen Schneidezähnen, einschließlich des incisiviformen Eckzahnes, messe ich folgende Längen, an den Schneidezähnen der Mandibel folgende Breiten (in mm):

| | Länge | Breite in der Zahnreihe | Breite senkrecht zur Zahnreihe |
|---|---|---|---|
| $I_1$ | 25 } 24 | 6 | 6,3 |
| $I_2$ | 25 } | 6,3 | 6 |
| $I_3$ | 23 | 6 | 6 |
| C | 21? 22 (alt) 29 (intakt) | 6 | 5 |

Die Hinterränder des hintersten $M_3$ des Unterkiefers vom alten Tier sind 35 mm voneinander entfernt. Höhe und Breite des Kiefers kurz vor der Symphyse messen 17 und 10 mm. Die Länge der Symphyse beträgt ca. 45 mm, die Höhe hinter $M_3$ 42. Die Dicke über dem Muskelhöcker an der Außenseite beträgt 20 mm.

Maße von Oberkieferzähnen von Caprovinen.

| Zahn | in mm | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $P_2$ | Länge | . | 10 | 8,7 | 8,5 | . | . | . | 9 | . | . | 12,6 | 6,8 | 6 | 6,5 | . | . | 8 | 6 | . | . |
| | Breite | . | 8 | 7,7 | 8 | . | . | . | 8 | . | . | 12 | 7 | 7 | 6 | . | . | 8,5 | — | . | . |
| | Höhe | . | 21 | 20 | 17 | . | . | . | . | . | . | 13,2 | — | — | — | . | . | — | — | . | . |
| $P_3$ | Länge | . | 11 | 10 | 9,3 | . | . | . | 8 | . | . | 8,2 | 8 | 9 | 6,5 | . | . | 11 | 6 | . | . |
| | Breite | . | 10 | 8 | 9,5 | . | . | . | 11 | . | . | 8 | 8 | 8,5 | 9 | . | . | 10 | — | . | . |
| | Höhe | . | 29 | 27 | 22,5 | . | . | . | . | . | . | 9 | — | — | — | . | . | — | — | . | . |
| $P_4$ | Länge | 10,2 | 12 | 11 | 9 | . | . | . | 12 | . | . | 10 | 9 | 9,5 | 9 | . | . | 10 | 7 | 8 | . |
| | Breite | 9,8 | 12 | 10 | 11 | . | . | . | 11,5 | . | . | 9,3 | 9,5 | 11 | 11 | . | . | 11,5 | — | 8 | . |
| | Höhe | — | 33,5 | 31 | 22 | . | . | . | 30 | . | . | 10,5 | — | — | — | . | . | — | — | — | . |
| $M^1$ | Länge | 16,2 | 17,5 | 18,5 | 17 | 19,5 | . | 19 | . | 14 | 16 | 16 | 14 | 15,5 | 11,5 | 15,0 | 14,0 | 16 | 11,5 | 12,5 | . |
| | Breite vorn | 13 | 13 | 12 | 13 | 15 | . | 13 | . | 11,5 | 12 | 14 | 11 | 14 | 12 | 11,5 | 11,0 | 13,5 | — | 11,0 | . |
| | „ hinten | 12 | | | 12 | | . | | . | 9,5 | 10 | | | | | 10,5 | 10,5 | | — | 10,5 | . |
| | Höhe | — | 37 | 27 | 18 | 17 | . | 34 | . | 22 | 24 | 18 | — | — | — | — | — | — | — | — | . |
| $M^2$ | Länge | 19,5 | 21 | 20 | 20,5 | . | 22 | . | . | 17 | 17 | 17,5 | 16 | 20 | 18 | 17,5 | 15,5 | 20 | 16 | 16 | . |
| | Breite vorn | 12,8 | 14,5 | 11 | 13,8 | . | 13 | . | . | 12 | 13,5 | 16 | 11,2 | 13 | 13 | 12,2 | 11,0 | 14 | — | 11,6 | . |
| | „ hinten | 13,0 | 14,5 | 12 | 13,8 | . | | . | . | 10 | 11 | | | 13,5 | | 11,0 | 10,0 | 13 | — | 10,6 | . |
| | Höhe | — | 42 | 39 | 29 | . | 43 | . | . | 30 | 35 | 20 | 10 | — | — | — | — | — | — | — | . |
| $M^3$ | Länge | 19,2 | 20 | 22,5 | 22 | 24 | 24 | . | . | 17,5 | 18,5 | 20 | 17 | 22,5 | 23,5 | . | . | 22 | 18,5 | 19 | 26 |
| | Breite vorn | 11,2 | 15 | 11 | 13 | 15 | . | . | . | 11 | 12 | 17,5 | 10 | 14 | 13 | . | . | 14 | — | 11,3 | — |
| | „ hinten | 11,0 | | 11,5 | 13 | 15 | 14 | . | . | 11 | 11,5 | | 9 | 13 | | . | . | 11,5 | — | 10,3 | 17 |
| | Höhe | — | 31 | 30 | 37 | 30 | . | . | . | 36 | 42 | 20 | — | — | — | . | . | — | — | — | — |
| | Alter | ad. | ad. | juv. | ad. | | | | | ad. | ad. | ad. | ad. | ad. | ad. | | | ad. | juv. | | ad. |
| | Geschlecht | ♀ | ♀ | ♀ | ♀ | | | | | ? | ? | ♀ | ♀ | ♂ | ♂ | | | ♀ | ♂ | | ♂ |

1 = Typus der *C. Stehlini* (Taf. V [XXXIII], Fig. 6; 2 = Wiener Zahnreihe, *Ammotragus Toulai*; 3 = jüngerer, 4 = älterer *A. Toulai* meiner Sammlung; 5—8 = isolierte Zähne der gleichen Art im Wiener Hofmuseum; 9 *Ibex* cf. *Cebennarum* Gironde, Koll. Freudenberg; 10 *Capra Künssbergi*, Hundsheim (siehe unsere Textfig. 34; 11 *C. primigenia* (O. Fraas) (Material in Halle?); 12 = *C. jemlaica* (Berlin); 13 = *C. Pallasi* (Stuttgart); 14 = *C. Pallasi* (Basel); 15 u. 16 = *C. pyrenaica* Straßburg (nach Hagmann); 17 = *Ovis Polii* (Stuttgart); 18 = *C. caucasica*, recte *C. Sewertzowi* (Berlin); 19 = *C. sinaitica* (? Halle); 20 = *Ammotragus tragelaphus* (Tübingen).

Maße von Unterkieferzähnen von Caprovinen.

| Zahn | in mm | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $P^2$ | Länge | 8 | 8,5 | 7,0 | . | . | . | . | . | . | 7,5 | 7 | 6 | 8 | 5 | 8 | 7 | 7 | . | 5,5 | . |
| | Breite | 6 | 5,5 | 5,3 | . | . | . | . | . | . | 4,2 | — | 4,2 | 6,5 | 5 | — | — | 5,5 | . | — | . |
| | Höhe | — | 13 | 10,8 | . | . | . | . | . | . | — | — | — | — | — | — | — | — | . | — | . |
| $P^3$ | Länge | 9 | 11,5 | 10,8 | . | . | . | . | . | 8,5 | 11 | 9,2 | 8 | 8 | 8 | 8,5 | 8,7 | 9 | . | 6,5 | . |
| | Breite | 6,5 | 6,5 | 6,8 | . | . | . | . | . | 7 | 5 | 9 | 5,8 | 7 | 6 | — | — | 7 | . | — | . |
| | Höhe | — | 17 | — | . | . | . | . | . | 7 | — | 10 | — | — | — | — | — | — | . | — | . |
| $P^4$ | Länge | 10 | 12,5 | 11 | . | . | . | . | . | 9 | 14 | 11,6 | 8 | 9 | 9 | 8,5 | 10 | 10 | 8,5 | 9 | . |
| | Breite | 7,2 | 6,5 | 7 | . | . | . | . | . | 7,5 | 8 | 10,5 | 7 | 7 | 7,5 | — | — | 8 | 7 | — | . |
| | Höhe | — | 24 | — | . | . | . | . | . | 9 | — | 12 | — | — | — | — | — | — | — | — | . |
| $M^1$ | Länge | 15 | 17 | 14 | . | . | . | . | . | 17 | . | 14,5 | 13 | 13 | 11 | 12,5 | 13,7 | 14 | 10,5 | 11—13 | . |
| | Breite | 9,2 | 9 | 9 | . | . | . | . | . | 11 | . | 11,5 | 8 | 9 | 9 | — | — | 10 | 8,7 | — | . |
| | Höhe | — | 26 | — | . | . | . | . | . | 17,0 | . | 17 | — | — | — | — | — | — | — | — | . |
| $M^2$ | Länge | 18 | 20 | 18 | . | . | . | . | 19 | 18? | . | 16,5 | 16 | 18 | 16 | 16,2 | 17,8 | 20 | 15 | 14,5 | . |
| | Breite | 10 | 9 | 10 | . | . | . | . | — | . | . | 15 | 9 | 10 | 9,5 | — | — | 13 | 9 | — | . |
| | Höhe | — | 43 | 32 | . | . | . | . | 43,5 | 33,5? | . | 17 | — | — | — | — | — | — | — | — | . |
| $M^3$ | Länge | 29 | 24 | 27 | 30 | 29 | 30 | 29 | . | 27,5 | . | 24 | 22 | 27,5 | 28 | 19,2 | 28,8 | 22 | 24 | 23 | 28 |
| | Breite | 10 | 9 | 9,8 | — | — | 10 | 11 | . | 10,5 | . | 26 | 8,5 | 9,5 | 10 | — | — | 11,5 | 9 | — | 13,5 |
| | Höhe | — | 44 | 38,8 | 43 | 42 | — | — | . | 24,0 | . | 30 | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| | Alter | ad. | ad. | juv. | | | | | | | | ad. | ad. | ad. | ad. | ad. | ad. | ad. | juv. | | ad. |
| | Geschlecht | ♀ | ♀ | ♀ | | | | | | | | ♀? | ♀ | ♂ | ♂ | ♂? | ♂? | ♀ | ♂ | | ♂ |

1 = *Ammotragus Toulai* (vollständiger Unterkiefer) wohl zu [5] der vorigen Tabelle gehörig; 2 = *A. Toulai* vollständige Mandibel, wohl zu [4] der vorigen Tabelle gehörig; 3 = 3 der vorigen Tabelle; 4 und 5 sind intakte hinterste Molaren; die Längen der einzelnen Zahnprismen sind: 8, 12 und 9,1 bzw. 7, 10, 9,5; 6 und 7 sind abgekaute Zähne; 8 ist ein intakter und ein in der Deutung etwas unsicherer Zahn von *A. Toulai*. 9 = *Hemitragus Stehlini* (Koll. Freudenberg). Der $M_2$ gehört vielleicht zu *Ovis*. Die übrigen Zähne, zu einem alten Tier gehörig, mit dem sehr bezeichnenden $M_3$ (Talon!) von 22 mm Länge, 15 mm Breite, 24 mm Höhe. $M^2$ und $M^1$ (von 19 mm Länge zu 15 mm Breite bzw. 13,5 mm Länge und 15 mm Breite) sind sehr stark abgekaut. Von dem gleichen alten Tier sind gebleichte Skelettreste vorhanden von schwächeren Dimensionen als wie *Ammotragus Toulai* sie besitzt; 10 bezieht sich auf ein Tier unsicherer Deutung; 11 = *C. primigenia* (O. Fraas); 12 = *C. jemlaica* (Berlin); 13 = *C. Pallasi* (Stuttgart); 14 *C. Pallasi* (Basel); 15 und 16 sind *Ibex*-Zähne von Vypustek (nach Woldřich); 17 = *Ovis Polii* (Stuttgart); 18 = *C. Sewertzowi* (Berlin); 19 = *C. sinaitica* (K. v. Fritsch); 20 = *Ammotragus tragelaphus* (Tübingen).

NB. Es sind immer die größten Längen, Breiten und Höhen gemessen worden.

### *Capra Künssbergi* nov. subsp.

Vgl. Taf. VI [XXXIV], Fig. 2a u. 2b; Taf. VII [XXXV], Fig. 3. Ferner: P. Gervais, Compt. rend. habd. de l'Acad. des sciences de Paris. T. 58. 1864. pag. 236. (*Capra primigenia*, größer als Hausziege).

Etwas vollständiger als die zuvor besprochenen Gehörne der *C. Stehlini* ist das von mir 1908 zu *C. aegagrus* gestellte Schädeldach mit den beiden Hornzapfen; auf Taf. VI [XXXIV]. Fig. 2a und 2b gebe ich Vorder- und Seitenansicht des Schädelbruchstückes. Von der Seite gesehen fällt zunächst die von *Ibex* etwas abweichende Hornstellung auf, die *Capra* und *Ibex* grundsätzlich unterscheiden. Beim Steinbock verläuft die Profillinie des Hinterhauptes vom hervorragendsten Punkte des Supraoccipitale bis zum Foramen magnum parallel den Hörnern. Bei Ziegen bilden beide einen spitzen Winkel von bis zu 45 Grad miteinander. Von Steinböcken lagen mir junge Schädel des Alpen- und des Kaukasussteinbockes (*C. Sewertzowi* Menzb.) aus dem Berliner Museum vor. Beide stammen von männlichen Tieren. Außerdem habe ich die Abbildungen von Schädeln jungdiluvialer Steinböcke aus Niederösterreich und den Sevennen vor mir: es sind das *Ibex priscus* Woldřich [1]) und *Ibex Cebennarum*

1) J. Woldřich, Reste diluvialer Faunen und des Menschen aus dem Waldviertel Niederösterreichs. A. a. O. t. 4.

Gervais [1]). Vom sibirischen Steinbock, der bei der Artbegrenzung der mitteleuropäischen Diluvialformen stets eine Rolle gespielt hat, besitzt das Zoologische Institut in Tübingen eine Reihe männlicher Schädel, welche ich mit den oben genannten Formen verglichen habe.

Das Gehörn der Hundsheimer *Ibex*-Form kann leider nicht ohne weiteres mit *Ibex priscus* in Vergleich gebracht werden, da es sich hier um ein junges Weibchen handeln dürfte. Indessen scheint mir eine direkte Verwandtschaft zwischen beiden Formen äußerst wahrscheinlich, und zwar im Sinne eines Stammverhältnisses. Während die mutmaßliche Ahnform aus Hundsheim der älteren Lößformation angehört, wie ich das 1908 (Die Fauna von Hundsheim, Einleitung) auseinandergesetzt habe [2]), so gehört *Ibex priscus* dem jüngeren Löß und, wie Max Schlosser glauben möchte, der postglazialen Steppenzeit an. Trotz dieses zeitlichen Unterschiedes und mehr noch des verschiedenen Alters und Geschlechtes der verschiedenen Objekte, so paßt doch das Hundsheimer Tier nicht schlecht zu dem Typus der Art in der Spreizung der Hörner, wennschon bei dem Hundsheimer Typus die Hörner weniger divergieren als bei *Ibex priscus* und besonders bei *Ibex Cebennarum*.

Die bei *Ibex priscus* abweichende Bildung des Hinterhauptes ist, wie ich mich an mehreren Schädeln der *Capra sibirica* überzeugen konnte, überhaupt recht veränderlich, da sie mit der Stärke der Nackenmuskulatur und dem Gewichte der Hörner zusammenhängt. Der Sinaisteinbock mit seinem leichten Gehörn verhält sich extrem verschieden von dem Original des *I. priscus*, da hier die Profillinie des Hinterhauptes parallel verläuft mit der Richtung der Hörner, während dort die Winkel zwischen den genannten Tracen beinahe so groß ist wie bei *C. aegagrus* [3]). Hier bei den Wildziegen der griechischen Inseln und des kleinasiatischen Festlandes ist dieser Winkel beinahe derselbe wie bei unserer Hausziege, indem jedoch nur Böcke mit wohlentwickeltem Gehörn miteinander verglichen wurden. Allen diesen Formen steht aber das Hundsheimer Schädelfragment fremdartig gegenüber. Um zu dieser Form ein Analogon zu finden, müssen wir uns den Steinböcken zuwenden, welche die Hochgebirge des südlichen Europas bewohnten [4]). Von Ost nach West vorschreitend, ist hier zunächst die *C. primigenia* O. Fraas aus dem Libanon zu nennen. Von St. Veit bei Klagenfurt beschrieb H. v. Meyer [5]) einen diluvialen Steinbockschädel. Der niederösterreichischen und mährischen Funde wurde bereits gedacht. M. Schlosser hat aus einer Höhle bei Kufstein im Unterinntal (siehe oben) einen *Ibex* cf. *alpinus* bekannt gemacht. Aus dem ?Pustertal führt ihn derselbe Autor in subfossilem Zustande an. Ein gleiches gilt für einen Fund aus Graubünden, der kürzlich von Prof. Studer in Bern beschrieben wurde. Aus den Torfmooren der Schweiz kennt ihn Rütimeyer als seltene Jagdtrophäe. Aus der Wildkirchli-Ebenalp-Höhle erwähnt E. Bächler Zähne des Steinbocks im Verein mit *Rupicapra*, eine Vergesellschaftung, die auch für zahlreiche Höhlen des süddeutschen Jura und des südlichen Frankreichs Gültigkeit hat. Im Oberrheingebiet kennt man den Steinbock aus jungquartären Ablagerungen von Vöklinshofen bis hinab zum rheinischen Schiefergebirge (Lorch a. Rh.)

1) P. Gervais, Zoologie et Paléontologie françaises. T. 3. t. 10. Paris 1848—52.

2) A. Penck gibt im Schlußhefte der „Alpen im Eiszeitalter" den interglazialen Charakter der Hundsheimer Fauna, mit Bezugnahme auf meine Mitteilung von 1908, vollauf zu, doch ist es ihm nicht möglich, die Hundsheimer Ablagerung in sein System einzuordnen. Ich setze die Fauna nach wie vor dem älteren Löß in seinen tieferen, mittleren und höheren Partien gleich und somit vor, in und nach das Maximum der älteren Riß-Eiszeit. Inzwischen fand ich echten jüngeren Löß am Gehänge des Hundsheimer Berges.

3) L. v. Lorenz-Liburnau, Die Wildziegen der griechischen Inseln und ihre Beziehung zu anderen Ziegenformen. Mitteil. aus Bosnien und Herzegowina. Bd. 6. t. 28.

4) Der fossile Steinbock aus Corsica wird von F. Major als „*Ibex corsicanus*" bezeichnet.

5) Neues Jahrbuch f. Min. etc. 1856.

und sogar aus den Höhlen der Umgegend von Lüttich. Vom Südfuße der Alpen beschreibt F. Major[1]) ein Schädelfragment aus der Provinz Brescia als *C. Cenomanus* und als *C.* aff. *sibiricae* aus einer Höhle bei Eboli (Principato citeriore). Von einem portugiesischen Fundorte wird weiter unten die Rede sein. Das westlichste Vorkommen des fossilen Steinbocks ist Gibraltar, von wo Busk[2]) eine mit *C. hispanica* übereinstimmende Form anführt.

Ein wichtiges Kapitel über Verbreitung und Rassenbildung des diluvialen Steinbocks schreibt M. Boule in: Les Grottes de Grimaldi (Bausse Rousse). T. 1. Fasc. 3. Monaco 1910. Nach diesem Autor sind die Vorfahren der Steinböcke noch unbekannt. Diese Feststellung gilt aber nur für den Steinbock im engeren Sinne, während sein bärtiger Verwandter, *C. Pallasi*, wie wir sahen, sich bis ins älteste Quartär des Norfolk-Forestbed zurück verfolgen läßt.

Maße des Schädelfragments von Hundsheim, verglichen mit *Ibex*:

| | *Capra Künssbergi* | *Ibex alpinus* |
|---|---|---|
| Höhe des Hinterhauptes | 55 | 42 |
| Länge des Schädeldaches | 90 | 105 |
| Entfernung der Hornspitzen | 110 | 130 |
| Condylenbreite (inkl. Außenränder) | 54 | 53 |
| Entfernung der Hornkerne am Innenrande ihrer Basis | 25 | 30 |

Trotz der annähernd gleichen Maße, die das Schädelfragment von Hundsheim und der Schädel des jungen Steinbocks der Alpen (Berlin A. 62, 09) aufweisen, besteht doch ein Unterschied in der Hornstellung, der unser Fossil mehr in die Nähe der *C. Sewertzowi* Menzb. bringt. [Von den 3 anderen *Capra*-Formen des Kaukasus: *C. cylindricornis* Blyth (= *C. Pallasi* Roullier), *C. caucasica* Güld. und *C. Raddei* Matschie standen mir leider keine jungen männlichen Schädel zur Verfügung.] Wenn man die Vorderansicht unserer 3 auf Taf. VII [XXXV] in halber natürlicher Größe dargestellten Gehörne miteinander vergleicht, so fällt die große Aehnlichkeit zwischen *C. Sewertzowi*, *I. alpinus* und *C. Künssbergi*, bei Tieren von ähnlichem Alter und wohl gleichem Geschlechte, dem Beschauer auf. Es scheint, als ob der Schädelrest von Hundsheim in der Spreizung der Hörner die Mitte hielte zwischen dem Alpen-Steinbock und der Kaukasus-Ziege (*Capra Sewertzowi* Menzb.)

Vergleicht man die Seitenansicht unseres Fossils (Taf. VI [XXXIV], Fig. 2) mit der Tharziege des Himalaya, so zeigt sich in der Neigung der Hörner nach rückwärts keine schlechte Uebereinstimmung, was übrigens mehr oder weniger auch für andere Vertreter des Genus *Capra* gilt (Textfig. 24).

*Capra Sewertzowi* hat nicht so stark rückwärts gebogene Hörner wie das Schädeldach von Hundsheim erkennen läßt. Das rezente Vergleichstier aus dem Berliner Museum trägt die Aufschrift: A. 12, 01. *Capra Sewertzowi* Menzb. Nordwest-Kaukasus. Ryssel-Sammlung.

Betrachtet man den Querschnitt des Hornes an unserem Fossil, so zeigt er sich als ein Oval. Eine Kante fehlt seiner Rückseite wie auch der Vorderseite, was den Hornzapfen leicht von *C. Stehlini* unterscheidet. Das Horn erhebt sich mit einer leichten Anschwellung über seiner Wurzel, was ich auch an den mir vorliegenden Steinbockschädeln wahrnehme. Den Hornkernen der *C. jemlaica* fehlt diese namentlich auf der Innenseite des Hornes entwickelte Verdickung vollständig. Die verschiedenen Arten des Thars: *Hemitragus jemlaicus* H. Smith des Himalaya, *H. hylocrius* Og. aus den Bergen Südindiens und die engverwandte Art *H. jayakari* Thos. des arabischen Oman, dessen Kopf mir in einer

1) Materiali per servire ad una storia degli stambecchi. A. a. O. pag. 30—32.

2) On the ancient or quaternary fauna of Gibraltar, as exemplified in the Mammalian remains of the ossiferous Breccia by George Busk. Trans. Zool. Soc. London. Vol. 10. Part 2. 1877.

Skizze des Tiermalers A. Specht vorliegt (W. Kobelt, Die Verbreitung der Tierwelt. Leipzig 1902) dürften sich ganz gleich hierin verhalten. Stets tritt eine ebene Fläche an der Innenseite der Hornbasis auf, ohne jede Spur von Auftreibung.

| | *C. Künssbergi* (Hundsheim) | *C. Sewertzowi* (Kaukasus) |
|---|---|---|
| Breite der Hornbasis, vorn-hinten | 30 | 35 |
| „ „ „ links-rechts | 20 | 28 |

Wieder zeigt der Hundsheimer „Steinbock" eine Abweichung von dieser Kaukasusziege, insofern der Querschnitt hier auf der Rückseite zugespitzt erscheint, während er bei dem fossilen Hornkern vorn wie hinten gerundet ist (vgl. unsere Textfig. 20 u. 21). Einen eiförmigen Querschnitt weist jedoch das von M. Schlosser (l. c. t. 2) abgebildete Horn des *I.* cf. *alpinus* auf. Ebenso gibt Harlé einen fast kreisförmigen Querschnitt an für einen fossilen Steinbock aus Portugal[1]). Aehnliches gilt auch für den fossilen Steinbock aus dem Libanon, welchen Lartet[2]), O. Fraas[3]) und K. v. Fritsch[4]) nacheinander beschrieben haben. Die gleichen runden Querschnitte kehren wieder an den Steinbockhörnern aus den Höhlen von Gibraltar, als den westlichsten Vorkommnissen dieser Art[5]).

Durch eine briefliche Mitteilung von seiten des Herrn Professor Matschie in Berlin bin ich in der Lage, das folgende Ergebnis mitzuteilen, das der bedeutende Kenner lebender Säugetiere gewonnen hat: „*Hemitragus* hat ein viel flacheres Hinterhaupt, die Hornzapfen sind nach hinten aber nicht so steil aufwärts gerichtet und stehen an der Basis viel näher aneinander usf.". In Bezugnahme auf meine Arbeit von 1908 fährt er fort: „Ich glaube jetzt nicht mehr, daß es sich um eine Bezoarziege handelt. Wir haben ziemlich gutes Material an Steinböcken und Ziegen seit kürzerer Zeit, und so kann man denn jetzt hier sehen, daß bei *C. aegagrus* und allen ähnlichen Formen die Spitze des Hornzapfens seitlich stark zusammengedrückt ist wie ein Spatel, auf der einen Seite ganz flach und eben, wie mit einem Messer durchschnitten, nur auf der äußeren Seite ganz wenig gewölbt. Ebenso sehen alle Hausziegen, deren Gehörn nicht gewunden, aus. Meiner Ansicht nach gehören die Reste also nicht zu *C. aegagrus* oder einer ähnlichen Form. Dagegen erinnern die Hundsheimer Stücke (Verf. kann dies nur für *Capra Künssbergi* zugeben) sehr an junge Böcke und Ziegen des Alpensteinbockes; sie weisen allerdings eine etwas andere Krümmung auf, gehören aber, wie ich annehme, zweifellos zu *Ibex*. Die Hornspitze des Piemonter Steinbockes ist wesentlich anders gekrümmt als diejenige des ausgestorbenen

1) A. Harlé, Faune de la grotte Das Fontainhas (Portugal). Bulletin de la Soc. géol. de France. Sér. 4. T. 8. pag. 463: „Der Hornkern von Fontainhas hat nur 10 cm Länge. Er hat nicht die ganz flache Form, die er bei unseren Ziegen darbietet. Ich habe ihn mit dem einiger Steinböcke verglichen, indem ich Individuen auswählte, wo er etwa dieselbe Länge hat. Bei Alpensteinböcken ist der Hornkern geradliniger und flacher. Bei einem Steinbock der Sierra Nevada, Spanien, hat er im Gegenteil eine ausgesprochene Krümmung und sein Querschnitt ist fast kreisförmig bis zur Spitze und erinnert so an unser Stück. Man weiß, daß der Steinbock der Sierra gleichfalls in der Sierra do Gerez, in Nord-Portugal gelebt hat." Eine Seitenansicht des gleichen (?) Hornkernes von Das Fontainas (mit 4 runden Querschnitten) gibt Harlé auf t. 5 f. 3 in Les Mammifères et oiseaux quaternaires connus jusqu'ici en Portugal. Lisbonne 1910.

2) Annales des Sciences géologiques. T. 1. 1869. pag. 287.

3) Jahreshefte d. Vereins f. vaterl. Naturk. in Württ. Jahrg. 34. 1878. pag. 379.

4) K. v. Fritsch, Die Funde des Paters G. Zumoffen in den Höhlen am Fuße des Libanon. Abh. d. Naturf. Ges. zu Halle. Bd. 19. 1893. pag. 1—41. t. 8. „Von den Hornzapfen der Ziegen lagen mehrere Stücke aus der Anteliashöhle vor. Die besterhaltenen haben einen elliptischen Umriß, ohne alle Andeutung einer scharfen Vorderkante. Das spitze Ende eines in seinen übrigen Teilen nicht erhaltenen Hornzapfens ist sehr schmal, aber auch ohne scharfe Kante. Die vorliegenden Stücke von Hornzapfen sprechen für eine Zurechnung der *C. primigenia* zu den Steinböcken, nicht zu den Wildziegen, wie Lartet und Fraas angenommen hatten.

5) G. Busk, On the ancient or quaternary fauna of Gibraltar, Transactions of the Zoological Society of London. Vol. 10. II. 1877. No. 1. t. 22 (t. 1—27) stellt die *Ibex*-Hornkerne dar; pag. 115—125 werden die überaus zahlreichen Reste beschrieben.

wallisischen Steinbocks, der echten *C. ibex* L., und der Steinbock der zum Rhein abwässernden Alpen wird wieder anders ausgesehen haben und ähnlich, aber etwas verschieden, wird auch derjenige Steinbock gewesen sein, der in den Engadiner Alpen früher vielleicht vorhanden war. Auch das Hinterhaupt und die Zahnreihen scheinen mir sehr ähnlich, nur sind die Molaren viel stärker und zeigen auch andere Proportionen; aber in dieser Beziehung sind sie kaukasischen Steinböcken sehr ähnlich." [Das Herrn Prof. MATSCHIE gesandte Material umfaßte auch Hornkerne und Gebißreihen der *C. (Hemitragus) Stehlini* und des *Ovis (Ammotragus) Toulai* nov. sp., welche wir besonders mit *C. cylindricornis* verglichen haben.] Von den Oberkieferzähnen der *Capra Künssbergi* gab ich oben die Maße im Zusammenhang mit den Oberkiefergebissen der übrigen Hundsheimer Ziegen und Schafe. Hier verweise ich auf Textfig. 33 u. 34, die uns die Außenflächen der Molaren von zwei nahe verwandten Formen (wohl bärtigen Wildziegen, sog. Steinböcken) erkennen lassen, nämlich von *Capra Künssbergi* und von *Capra (? Ibex) Cebennarum* oder einer anderen, dem Pyrenäen-„Steinbock" näher stehenden Art aus dem südwestlichen Frankreich. Daß jedoch auch wirkliche *Ibex*-Reste in Hundsheim vorkommen und zwar in dem Erhaltungszustande der größten Rassen des *Ursus arctos*, einem glazialen Horizont entsprechend, davon konnte ich mich überzeugen an einem Metatarsus von typischer, breiter *Ibex*-Form von schwärzlichgrauer Farbe und Proportionen, welche ihn unmittelbar mit dem fossilen Steinbock des „Hohlefels" bei Hütten? (Naturalienkabinett in Stuttgart, Koll. O. FRAAS?) in Beziehung bringen. Vom gleichen schwäbisch-bayrischen Steinbock, ich möchte ihn geradezu als Donausteinbock bezeichnen, liegt in Stuttgart ein Unterkieferast, der gleichfalls weitgehende Uebereinstimmung aufweist mit einem braunschwarzen Unterkiefer aus der Hundsheimer Höhle (Textfig. 28). Er dürfte zu dem gleich gefärbten Metatarsus von *Ibex*[1]) gehören. 1908 neigte ich dazu, diesen Unterkiefer zu *Capra jemlaica* zu stellen, muß ihn aber jetzt mit dem niederösterreichisch-mährischen Steinbock *Ibex priscus* WOLDŘICH identifizieren, welcher nach Westen hin in den Donau-Steinbock des Bayrischen Waldes und der schwäbischen Alb hinüberleitet. Das Gebiß der Hundsheimer *Ibex*-Form ist nur durch ein rechtes Mandibelbruchstück belegt mit $P_4$—$M_3$. Ich bringe es mit einigen verwandten Arten in Vergleich.

| | *C. sinaitica* v. FRITSCH, pag. 23 | *I.* cf. *priscus* Hundsheim, ad. | *C. Sewertzowi* Kaukasus, juv. | *I. fossilis* Hohlefels, ad. | *C. jemlaica* Himalaya, ad. |
|---|---|---|---|---|---|
| $P_4$ Länge | 9 | 9,5 | 8,5 | — | 9 |
| Breite | — | 6,8 | 7 | — | 7 |
| $M_1$ Länge | 11—13 | 13 | 10,5 | 9 | 13 |
| Breite | — | 8,5—8 | 8—7 | 7,5 | 8 |
| $M_2$ Länge | 14,5 | 16 | 15 | 12,5 | 16 |
| Breite | — | 9—9 | 9—9 | 8,5 | 9 |
| $M_3$ Länge | 23 | 22,5 | 24 | 22,5 | 22 |
| Breite | — | 5—9—9 | 6—8—9 | 9,0 | 8 |

Diese Tabelle gibt eine Bestätigung des von M. SCHLOSSER (l. c.) hervorgehobenen Unterscheidungsmerkmals zwischen Ziegen und Steinböcken: es ist die relativ größere Länge des letzten Molaren gegenüber den davorstehenden Zähnen bei *Ibex* gegenüber *Capra*. *C. sinaitica* und mehr noch *C. jemlaica* sind als Vertreter des Ziegengeschlechts mit kleinerem $M_3$ versehen als *Ibex* vom Kaukasus und vom Hohlefels in Schwaben (Material in Stuttgart). Merkwürdigerweise stimmt die Hundsheimer Mandibel fast mit *C. jemlaica* überein, weshalb ich diesen Unterkiefer 1908 nebst einigen Hornresten zu *C. jemlaica* gestellt habe. *C. Sewertzowi* ist noch weit *Ibex*-ähnlicher als „*Ibex* cf. *priscus*".

Es ist bemerkenswert, daß neben der so häufig in Hundsheim vorkommenden *C. Stehlini* in

1) Textfig. 13.

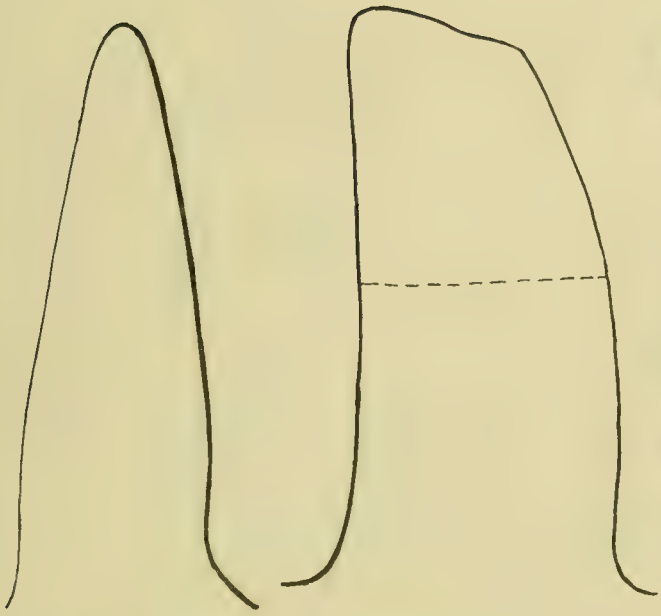
wenigen Stücken auch eine steinbockähnliche Form erscheint, deren Gehörn in einem gewissen Widerspruch zur Beschaffenheit des Gebisses steht. Für die Annahme einer vierten Form liegen aber bisher keine ganz sicheren Anhaltspunkte vor. In dem Zusammenvorkommen von 2 Ziegenarten bestünde eine Analogie zur Anteliashöhle am Libanon, da hier neben *C. primigenia* O. Fraas auch *C. beden* in fossilem Zustande vorkommt. Die Länge ihres unteren $M_3$ beträgt 20 mm gegen 25 bei *C. primigenia*. Die Arten sind aber sicher verschiedene an beiden Fundorten.

Ueber die ältesten Vertreter des Subgenus *Ibex* schreibt Busk l. c. pag. 116 das Folgende: „Das Genus *Capra* war im Pliocän nicht bekannt bis 1859, als H. Falconer (Quart. Journ. Geol. Soc. Vol. 15. 1860. pag. 602) das linke Stirnbein und Hornkern einer großen Species von *Ibex* beschrieb, welches in dem weißen Mergel über den blauen ‚Tejares-Tonen' im Tal von Guadalmedina, bei Malaga, gefunden worden war. Die Ablagerung wurde von Professor Austed als Pliocän bestimmt. Und es ist von Interesse, in bezug auf den Gibraltar-Steinbock zu bemerken, daß in derselben Ablagerung der Oberkiefer eines Rhinoceros auch vorkam, welches Dr. Falconer als *Rh. etruscus* ansah. Darauf kamen noch andere Stücke von *Ibex* und *Rhinoceros* an derselben Stelle vor. Im Jahre 1844 machte Pomel der Akademie der Wissenschaften kurz Mitteilung einer angeblichen Species von *Capra* (*Ibex* Gervais) aus den alten Anschwemmungen von Malbattu (Puy de Dôme), welche er provisorisch als *Capra rozeti* bezeichnete. Das Hauptstück war ein doppelter Oberkiefer von bedeutender Größe mit 4 Molaren Es scheint zweifelhaft in Ermangelung von weiterer Erkenntnis, ob *C. rozeti* nicht eher eine Antilope als eine Ziege sein möchte." Auf eine an das British Museum gerichtete Anfrage wegen des dort befindlichen Abgusses aus der Bravard-Sammlung(?) erhielt ich den Bescheid, daß Abgüsse nicht ausgeliehen noch nachgegossen werden könnten. Eine Anfrage an M. Boule in Paris blieb ganz unbeantwortet.

### *Ovis antiqua* = *? Ovis Magna.*

Pommerol, Association franç. pour l'Avancement des Sciences. 1879 u. 1881.

Das größere Wildschaf des südlichen Mitteleuropa ist auf eine kleine Zahl von Ueberresten gegründet, die sich in verschiedenaltrigen Quartärschichten gefunden haben. Altquartär sind *Ovis antiqua* und das große Wildschaf von Puspök-Fürdö. Auf sie ist vorläufig der Name *Ovis antiqua* zu beschränken. Möglicherweise gehört auch *Capra Rozeti* hierher. Jungquartär ist *Ovis magna* aus der Höhle von Espalunges in den Pyrenäen. Es fand sich in den untersten Schichten der Höhle mit *Ovibos, Equus, Cervus elaphus, Rangifer tarandus, Bos ursus (Bison)* und *Ibex*. Von *Ovis antiqua* Pommerol bringe ich als Textfiguren das männliche und das weibliche Cranium, sowie einen unteren Molaren zur Darstellung, welcher gut zu den Zähnen von Puspök-Fürdö zu passen scheint (Textfig. 41, 42, 43). Das weibliche Cranium vergleicht Nehring mit *Ovis Polii* aus Zentralasien, eine Deutung, der ich mich im großen und ganzen anschließe. Ich hatte ein weibliches Cranium von *Ovis Polii* aus dem Naturalienkabinett in Stuttgart zum Vergleich (No. 6057). Die Profilansicht und die Vorderansicht eines dieser Hornkerne gebe ich als Textfig. 37 und den Querschnitt dieses Hornes auf Taf. VIII [XXXVI], Fig. 5. Er ist dem weiblichen Horn von *Ovis antiqua* sehr ähnlich, der in Pont de Château in einer 5 m tiefen Sandgrube am Allier, der Fundstelle des männlichen Schädels von *Ovis antiqua* (nicht! *Ovis magna*, wie ich 1908, pag. 216, sagte), gefunden wurde. Die nähere Beschreibung dieser hier abgebildeten Stücke sowie eines Epistropheus und einer Scapula findet sich in: O. Pommerol, Le mouflon quaternaire, Ass. franç. pour l'avancement des sciences, 8e Sess. Montpellier 1879. t. 3 f. 1 u. 2, ferner F. Pommerol, Recherches sur le Mouflon quaternaire (*Ovis antiqua*),



a b

Fig. 37. *Ovis Polii* Blyth. Rechter Hornkern. $^3/_4$ nat. Gr. a von vorn, b von der Seite. Die punktierte Linie zeigt die Richtung des auf Taf. VIII [XXXVI], Fig. 5 dargestellten Querschnittes.

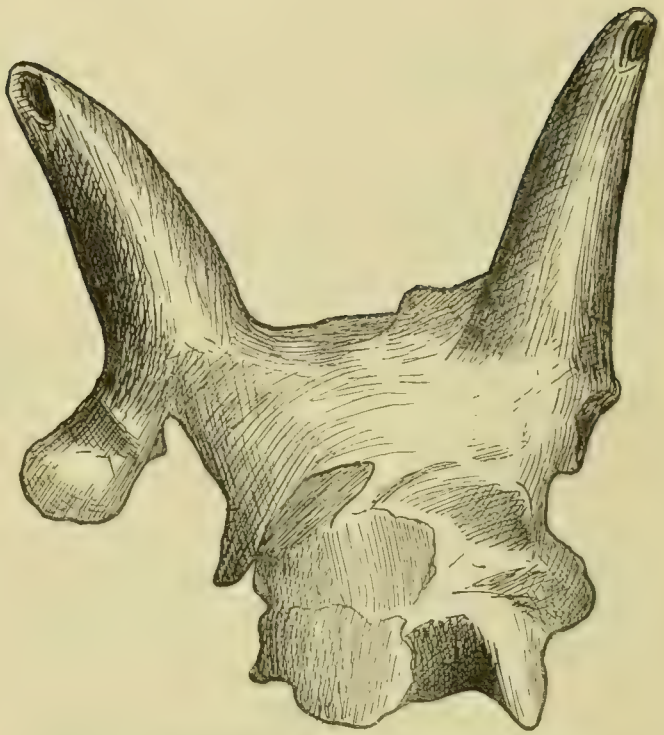


Fig. 38. *Ovis antiqua* Pommerol. Weiblicher Schädel. $^1/_2$ nat. Gr.

39

40

Fig. 39, 40. *Ovis antiqua* Pommerol. Männlicher Schädel von vorn und von der Seite in $^1/_5$ nat. Gr.

Association française pour l'Avancement des Sciences, Congrès d'Alger 1881. Hier wird ein Epistropheus, die Scapula, ein unterer Molar und das weibliche Cranium abgebildet, nachdem zuerst der männliche Schädel gefunden und publiziert worden ist. Pommerol möchte ihn zuerst mit dem Muflon vergleichen, aber der offenbar dazu gehörige weibliche Schädel schließt diese Bestimmung aus, da das Muflonweibchen hornlos ist. Dann neigt Pommerol zu einem Vergleich mit *Ovis tragelaphus*. Die Hornform des Weibchens spricht nicht zugunsten dieser Auffassung. A. Nehring vergleicht *Ovis antipua* mit *Ovis Polii* aus Tibet in seiner Arbeit: Diluviale Reste von *Cuon, Ovis, Saiga, Ibex* und *Rupicapra*

aus Mähren. Diese Reste fanden sich in der Certova dira. Das Material, auf welches sich *Ovis argaloides* Nehring gründet, besteht aus Radien, Metacarpen, Metatarsen, 2 distalen Humerusenden, einem distalen Tibiaende. Die vergleichenden Maße sind auf pag. 125—128 mitgeteilt. Der Name *Ovis argaloides* ist irreführend, da mit dem großen Argali weniger Verwandtschaft besteht als mit *Ovis arkal*. So ist der Metacarpus von *Ovis argaloides* (siehe S. 42 [494] und 44 [496] dieser Abhandlung) 170—162 mm lang gegenüber 173—183 bei *Ovis arkal*, der des jungen *Ovis Polii* ist 198, der des alten *Ovis argali* ist 229 mm lang. Der Metatarsus steht gleichfalls *Ovis arkal* näher. Derselbe ist bei rezenten Tieren 189—199 gegen 202 bei *Ovis arkal*. *Ovis montana*, als nächster Verwandter der großen asiatischen Wildschafe hat einen 216—232 mm langen Metatarsus. Es steht also wohl *Ovis argaloides* Nehring zu *Ovis arkal* in näherer Beziehung als zu irgendeinem anderen Wildschaf.

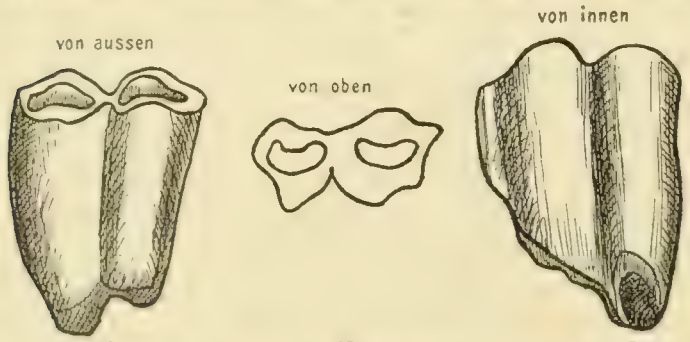


Fig. 41—43. Unterer Molar von *Ovis antiqua* Pommerol. Nat. Gr.

### *Ovis argaloides* Nehring = *? Ovis arkal* Brdt.

Taf. IV [XXXII], Fig. 11; Taf. VII [XXXV], Fig. 4; Taf. VIII [XXXVI], Fig. 4 u. 6, letztere zu Taf. IV [XXXII], Fig. 11 gehörig. Textfig. 44a u. b.

Ein weiblicher Schädel von *Ovis* cf. *arkal* ist aus Walton in England bekannt, ein weibliches Horn liegt aus den Sanden von Mosbach vor (siehe unsere Textfig. 44 und Taf. IV [XXXII], Fig. 11; Taf. VII [XXXV], Fig. 4. Wir wollen den Hornkern des Schädels von Walton, auf den sich die letztgenannte Abbildung bezieht, näher vergleichen mit dem lebenden Weibchen von *Ovis arkal*, dessen Hornquerschnitte wir auf Taf. VIII [XXXVI], Fig. 4 u. 6 dargestellt haben. Nach der Abbildung Owens (in: British fossil Mammals and Birds. pag. 489. f. 204) handelt es sich bei der „portion of fossil skull and horncores of a Goat, ½ nat. Size. Newer freshwater pliocene, Walton Essex", einem Fundort von *Hippopotamus*, überhaupt nicht um einen Ziegenschädel sondern um den eines Schafes aus der Verwandtschaft von *Ovis arkal* bzw. *Ovis argaloides* Nehring.

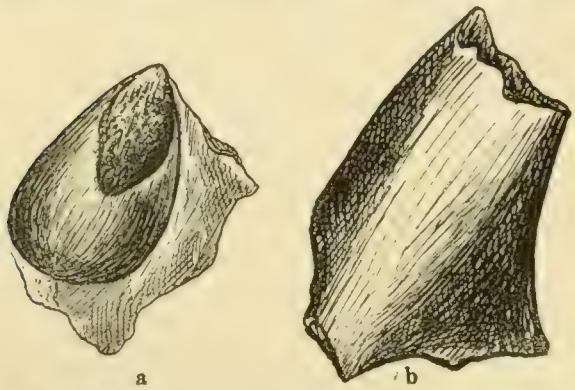


Fig. 44. *Ovis* cf. *arkal* Brdt. Linker Hornkern. ¾ nat. Gr. a von oben (Kante hinten), b von außen. Aus den Sanden von Mosbach.

Das Horn des Wildschafes von Walton mißt entlang der Außenseite (nach Abbildung) 70 mm. Seine Durchmesser an der Basis und in der Mitte sind 32 und 18 mm bzw. 26 und 14 mm. Es kann sich hier nur um ein Weibchen handeln, wie schon Owen erkannt hat. Owen sagt wörtlich das Folgende (l. c. pag. 489): „Ein Bruchstück eines Unterkiefers mit einem der 6 Molaren, mit einem Teil des Schädels und den vollkommenen Hornkernen im natürlichen Verbande wurde von M. Brown von Stanway entdeckt in den jüngeren Pliocänablagerungen von Walton in Essex. Diese Fossilien hatten

den gleichen Erhaltungszustand wie die Knochen der großen erloschenen Säugetiere von derselben Formation. Der Unterkiefer und die Zähne stimmten in Größe und Form mit den gleichen Teilen der gewöhnlichen Ziege und auch des Schafes überein; auch wurde die hochinteressante Frage, welches der beiden zusammen mit Mammut und Rhinoceros gelebt hatte, zur Genüge mit Hilfe des Schädelbruchstückes bestimmt. In seiner Gestalt und Größe und besonders in der Beschaffenheit der Hornkerne — diese waren 2 Zoll (ca. 5 cm) lang, etwas zusammengedrückt, zugespitzt und aufgerichtet, mit einer leichten Biegung aufwärts und rückwärts — stimmte es ganz mit der gemeinen Ziege (*Capra hircus*) und mit dem kurzhörnigen Weibchen der Wildziege (*Capra aegagrus*) überein. Beim Schaf ist der größte Durchmesser des Hornes quer zur Längsachse des Schädels, bei der Ziege läuft er ihr nahezu parallel, ein Verhalten, das bei dem vorliegenden Fossil gut hervortritt." Diese Diagnose läßt sich nur auf männliche Schädel von Ziegen und nicht ziegenhörniger Schafe anwenden; sobald man es aber mit Ziegen, einerlei welchen Geschlechts, und mit Schafweibchen zu tun hat, so verwischt sich dieser Unterschied in verschiedenem Grade in verschiedenen *Ovis*-Arten. Gerade das Horn von *Ovis arkal* (♀) ist ganz ziegenähnlich, wie das auch für den fossilen Hornkern aus den Sanden von Mosbach zutrifft. Auch von Mosbach hat man *Capra aegagrus* (z. B. H. Schroeders Liste nennt diese Art) angegeben. Aber nur *Ovis arkal* (= *Ovis argaloides* Nehring) war nachweisbar. Ebenso geht es mit dem Rest aus altem Diluvium von Walton. An beiden Lokalitäten kommt *Hippopotamus* vor, nach Owen (l. c.) und Beobachtungen des Verf., der einen Flußpferdrest im Museum von Halle neben dem Hornkern aus Mosbach feststellen konnte.

Was die Hornkerne von Walton von *Capra* ohne weiteres trennt, das ist die hier fehlende scharfe Vorderkante, welche durch die flache Innenfläche der Hornkerne bei *Capra* hervorgerufen wird. Owens Bestimmung als *Capra* müssen wir aufgeben. Ueber *Ovis arkal* äußert sich A. Nehring in folgender Weise (Ueber Tundren und Steppen der Jetzt- und Vorzeit, mit besonderer Berücksichtigung ihrer Fauna. Berlin 1890. pag. 111): „Der sibirische Steinbock und das Arkalschaf (*Ovis arkal*) mögen hier nur anhangsweise erwähnt werden, da sie der Fauna der von mir spezieller betrachteten Steppen und Landschaften schon ferner stehen; aber es muß doch betont werden, daß diese Tiere teils in unmittelbarer Nachbarschaft von Steppen, teils direkt in den Steppen vorkommen, sofern es nur nicht an felsigen Bergen und Gebirgszügen fehlt. Beide Arten meiden den hochstämmigen geschlossenen Wald. Näheres siehe bei O. Finsch, Reise nach Westsibirien, Wissenschaftliche Ergebnisse. Wirbeltiere. Wien 1879 (aus: Verh. d. zool.-botan. Ges. in Wien). pag. 14, und: Reise nach Westsibirien im Jahre 1876 (Berlin 1879). pag. 98—101, 106—112, sowie bei Radde und Walter, Die Säugetiere Transkaspiens. Tiflis 1890. pag. 1065 ff. Ich selbst erhielt für die mir unterstellte Sammlung 3 Arkalschädel aus der Turkmenen-Steppe."

Wildschafe, die erhebliche Kältegrade ertragen können, sind typische Steppentiere. Sie fehlen der Waldfauna von Mauer. Die Säugetierfauna von Mauer ist sonst im wesentlichen die gleiche wie jene von Mosbach, doch ist sie ärmer als diese, da die Mosbacher Fauna noch eine Reihe von Steppentypen, wie vor allem den *Elephas trogontherii* enthält, welcher in Mauer gänzlich fehlt. Ich verweise hier nur auf die jüngste Fossilliste, welche wir W. v. Reichenau verdanken[1]).

1) Revision der Mosbacher Säugetierfauna, zugleich Richtigstellung der Aufstellung in meinen Beiträgen zur näheren Kenntnis der Carnivoren aus den Sanden von Mosbach und Mauer. Notizblatt d. Vereins f. Erdkunde u. der Großh. Geolog. Landesanst. zu Darmstadt. IV. Folge. Heft 31. 1910. pag. 118—134. Eine noch vollständigere Liste, welche zugleich die

Dieser letzten Zusammenstellung habe ich ein wichtiges Steppentier beizufügen, den Rest eines Wildschafes, den ich 1908 in meiner Fauna von Hundsheim pag. 218 mit folgenden Worten erwähnte: „In der Sammlung des Geologischen Instituts in Halle a. S. wird ein linkes Horn eines weiblichen Wildschafes aufbewahrt, das laut Etikett von Mosbach stammt (zusammen mit einigen anderen typischen Stücken des Fundortes). Ich untersuchte den Rest im Zoologischen Museum in Berlin und fand ihn einem weiblichen *Ovis Arkal* aus Transkaspien äußerst ähnlich, wenn schon nicht ganz gleich." Jener Hornzapfen ist wenig gebogen, seine Spitze fehlt, doch läßt sich eine mittlere Länge von 10 cm abschätzen. Die gleiche Länge hat der mir vorliegende Hornkern des transkaspischen Schafes. Was zunächst unseren Hornzapfen ohne weiteres von *Capra* unterscheidet, das ist die spongiöse Knochensubstanz im Innern des Zapfens. Bei *Capra* inklusive *Ibex* ist das Gewebe grobzellig. Ferner fehlt bei dem Fossil die für *Capra* bezeichnende scharfe Kante auf der Vorderseite des Zapfens. Eine Kante tritt jedoch genau wie bei *Ovis arcal* auf der Hinterseite des Hornkernes auf, während die Vorderseite gerundet ist. Die Innenseite ist wieder in der gleichen Weise wie bei der lebenden Art etwas flacher als die Außenseite. Der Basisquerschnitt hat bei dem Fossil den Durchmesser 40 mm in der Richtung vorn-hinten. Der dazu senkrechte Durchmesser beträgt 24 mm. Die entsprechenden Durchmesser bei der lebenden Form sind etwa $^1/_2$ cm weniger, das heißt 35 und 20 mm. Dieser weibliche Hornzapfen aus Mosbach kann nicht zu *Caprovis Savini* Newton gehören, weil diese Form des Norfolk-Forestbeds mit *Capra Pallasi* des Kaukasus nahe verwandt ist, wie ich an dieser Stelle gezeigt habe. (Vgl. Textfig. 44.)

### *Ovis* sp. indet.

In meiner ersten Mitteilung über die Fauna von Hundsheim gab ich *Ovis* cf. *ammon* an.

Bei genauer Betrachtung zeigt es sich, daß höchstens die Spitze eines weiblichen Hornes hierher gehören kann, während die meisten Reste von Schafen in Hundsheim auf *Ammotragus Toulai* zu beziehen sind. Seit jedoch Kormos[1]) in Ungarn ein großes Wildschaf entdeckt hat, glaube ich, daß in Hundsheim gleichfalls diese Form vertreten ist.

In der geologischen Landesanstalt zu Budapest sah ich im September 1913 typische *Ovis*-Zähne, welche in ihren starken Dimensionen alle *Ammotragus*-Zähne von Hundsheim übertreffen. Daneben sind noch kleinere Ziegen- oder *Ammotragus*-Zähne vorhanden wie in Hundsheim. Besonders ein oberer $M_3$ zeichnet sich durch große Breite und relative Niedrigkeit aus. Diese Zähne stammen von Puspök-Fürdö und fanden sich in einer Höhlenfüllung mit Resten einer entschieden älteren Fauna, als wie es die von Hundsheim ist. Hat Hundsheim ein mitteldiluviales Alter, so entspricht die Fauna von Puspök-Fürdö jener des Cromer Forestbeds und der von Mosbach und Mauer in ihren tiefsten Schichten. In Puspök-Fürdö fand sich sogar *Antilope Jägeri* Rütimeyer, die mir vom Forestbed (British Museum, Savin-Collection) und aus den schwäbischen Bohnerzen bekannt ist.

---

Mosbacher Fauna in Parallele stellt mit der von Mauer und von Jockgrim, teilte ich an gleicher Stelle mit im 32. Heft. IV. Folge. 1911 (erschienen 1912). Pag. 114/115 gab ich die wenigstens 35 Säugetierarten umfassende Liste und auf pag. 108/109 die oben wiedergegebene Beschreibung des Wildschafes.

1) Am 7. Dez. 1912 schrieb mir Dr. Th. Kormos aus Budapest: „. . . . Ich habe tatsächlich auch ein großes, präglaziales Wildschaf in Südungarn entdeckt und besitze davon ziemlich viel. Es übertrifft an Größe alle lebenden Wildschafe. . . ." Einer baldigen Bearbeitung der interessanten Reste von seiten ihres Entdeckers dürfen wir entgegensehen.

Ferner *Machairodus*, zwischen *crenatidens* und *latidens* stehend, eventuell beide Arten. *Rhinoceros* cf. *etruscus, Cervus capreolus, Ursus arvernensis, Ursus* sp. (vielleicht zwischen *Ursus etruscus* und *arctos* vermittelnd). *Gulo Schlosseri* KORMOS, *Canis neschersensis, Cynailurus* sp.?, *Felis arvernensis* mit Uebergängen zu *Felis leo* var. *Wurmi?* Die Mikrofauna von Puspök-Fürdö zählt nach den Bestimmungen in der Sammlung der Ungarischen Landesanstalt die folgenden Arten: *Sciurus vulgaris, Cricetus vulgaris, Mus sylvaticus*, wie in Kronstadt (Brassó), Hundsheim und Cromer (Forestbed), *Cricetulus phaeus, Muscardinus avellanarius, Myoxus glis* (wie in Kronstadt, Deutsch-Altenburg und Hundsheim), *Oryctolagus cuniculus* (?nach meinem Dafürhalten die kleine Rasse von *Lepus europaeus*, wie in Hundsheim, Beremend, Villany-Nagyhar-Sányh., Baranya und Kronstadt), Moschusspitzmaus („*Galemys Semseyi* KORMOS"), ferner *Talpa* in 1—2 Rassen wie in Hundsheim, *Myotis Bechsteini, Rhinolophus ferrum equinum, Miniopterus Schreibersi* NATT. Diese Fauna von Nagetieren wird an anderen altquartären und jungquartären Fundorten Ungarns ergänzt durch *Hystrix hirsutirostris* BRAND. In Kronstadt fand sich ein schöner Unterkiefer mit je 3 Molaren im gleichen Museum. In jungem Quartär von Ungarn sind zahlreiche *Hystrix*-Reste in Csobánka, Kiskevély Barlang (Pest vm. Legalsöréteg) gefunden worden. Sie gleichen in ihrem Erhaltungszustande ganz den jungdiluvialen *Hystrix*-Resten vom Dürrloch bei Regensburg, die 1906 in die Paläontologische Sammlung des Bayrischen Staates gelangten.

Die Fauna von Puspök-Fürdö wird fernerhin ergänzt durch einige Arten aus vorwiegend altquartären Fundschichten anderer Lokalitäten. So fand sich in Csarnóta (Baranya) *Macacus praeinuus* KORMOS, ein Magot, verwandt mit dem vom Heppenloch (HEDINGER), Grays Thurrock (OWEN) und Montsaunès (HARLÉ). *Meles taxus* am gleichen Fundort (als „*Lutra lutra*") mit *Canis Petényii* KORMOS, einem Vorfahren des Schakals, den ich von Hundsheim und Kronstadt bekannt gemacht habe. *Ursus priscus* GOLDFUSS (= *arctos* L. var.) von Kronstadt. Von hier auch eine schöne Gebißreihe eines *Rhinoceros etruscus* var. *Hundsheimensis* TOULA. *Canis vulpes*, der Fuchs, fand sich in Kronstadt, Deutsch-Altenburg und Csarnóta (irrtümlich als *Felis manul*), *Canis neschersensis* von Villány Nagyhar Sányhegy und *Meles taxus* von Vértesszöllös (Komáron m.). Ich fand den Dachs kürzlich in Deutsch-Altenburg. REICHENAU nennt ihn von Mosbach. Ich kenne ihn von Süßenborn (in Freiburg, Baden). Ueber ihn, sowie über *Gulo Schlosseri* will ich später einiges sagen. Merkwürdig ist in Puspök-Fürdö auch ein ca. 10 cm langes Metatarsale nebst einem Astragalus, einem Calcaneus und einer Phalanx. Sie dürften dem Jagdleoparden angehören, den kürzlich DE GROSSOUVRE und STEHLIN in: Les sables de Rosières, près Saint Florent (Cher), Bull. Soc. géol. France. Sér. 4. T. 12. 1912 nachgewiesen haben, neben einer Forestbed-Fauna, also gleichaltrig mit der von Puspök-Fürdö.

### *Bison priscus* H. v. M.

HERMANN V. MEYER, Ueber fossile Reste von Ochsen, deren Arten und das Vorkommen derselben. (Mit 5 Steindrucktafeln.) Nova Acta Leop.-Car. T. 17. I. 1835. pag. 101—170.

Die Menge der in Hundsheim gefundenen *Bison*-Knochen wird nur noch durch die Ueberreste des *Rhinoceros* annähernd erreicht. Die Zahl der Individuen ist bei der letzteren Gattung jedoch be-

trächtlich geringer als die des Bisons. Die vollständigsten Reste wurden auch hier von Herrn Hofrat Toula ausgegraben. Sie sind, soweit sie zu einem Tier gehören, auf einer schwarz gestrichenen Holztafel montiert und können nur an Ort und Stelle untersucht werden, da ein Transport nicht ratsam erscheint. Deshalb sind die Wiener Skelettreste in diese Untersuchung nicht mitaufgenommen worden, zumal da ich 1908 recht gute Stücke dieser Art mit den Besitzern des Hundsheimer Steinbruches zutage fördern konnte. Auf sie gründet sich im wesentlichen diese Beschreibung. Der besondere Wert dieser Stücke besteht darin, daß dieselben zumeist einem einzigen Individuum angehören. Es sind das Reste der Vorder- und Hinterextremität, die bis auf das fehlende Femur recht vollständig sind und durch meist gute Erhaltung sich auszeichnen. Die Fundschicht ist eine verlehmte Lage in den mittleren Teufen des Höhlenspaltes, wo ich auch gute Stücke von *C. Stehlini*, *Cervus elaphus*, *Rhinoceros Hundsheimensis* und *Machairodus latidens* gefunden habe.

In der weiter unten folgenden Maßtabelle habe ich nach H. v. Meyers Vorgang Messungen an *Bison*-Schädeln aus älterem und jüngerem Quartär nebeneinander gestellt. Die altquartäre Formenreihe faßte ich unter dem Namen *Bison Schoetensacki* nov. subsp. zusammen. In Bezugnahme auf eine Arbeit von M. Hilzheimer[1]) führte ich im Neuen Jahrbuch für Mineralogie etc. 1910. Bd. 2. Heft 1. pag. 133 folgendes aus: „Leider wird auf Schötensacks Bemerkungen über den *Bison* von Mauer (aus: Der Unterkiefer des *Homo Heidelbergensis*. pag. 14—15) kaum eingegangen. Verf. bezeichnet diese interessante Form einfach als *Bison bonasus*, trotz der Verschiedenheit in den Schmelzschlingen der oberen Molaren. Diese sind so stark geschwungen wie bei *Bos primigenius* (und dem sogenannten „*Leptobos*“ E. Wüst von Süßenborn), während der Kontur bei jungdiluvialen und rezenten Bisonten (inkl. *Bison bonasus*) viel einfacher gestaltet ist. Die Hörner sind bei den Bisonten von Mauer und Mosbach nie sehr groß, was jedoch auch sonst vorkommt. (Auf ihre, vom jungdiluvialen *Bison priscus* typisch verschiedene Form weise ich jetzt erst hin an der Hand von Fig. 1, 2, 3, 4, 6 Taf. IV [XXXII].) Die durchschnittlichen Maße der Glieder sind schwächer als bei den jungdiluvialen Formen. Namentlich die Metapodien fallen durch ihre an *Bos primigenius* erinnernde Schlankheit auf. Ich schlage darum die Bezeichnung *Bison Schoetensacki* vor.“

Die neue Form entbehrt, wie unten des näheren erörtert wird, keineswegs der geologischen Selbständigkeit, da sie an Ablagerungen aus prä- und frühglazialer Zeit geknüpft ist. Ihr vom Süden Rußlands bis nach der Ostküste Englands reichendes Verbreitungsgebiet deckt sich mit dem des *Trogontherium Cuvieri*, *Myogale moschata* bzw. *pyrenaica*, *C. cylindricornis* = *Caprovis Savini*, *Elephas meridionalis trogontheri* Pohlig und manchen anderen Formen. *Bison Schoetensacki* ist als die Ahnform der mittel- und jungdiluvialen auch der rezenten *Bison*-Formen unseres Kontinents anzusehen. Wie sich der Uebergang der Formen ineinander vollzieht, bleibt künftigen Untersuchungen vorbehalten. Hierbei werden die Materialien aus den älteren Hochterrassenschottern von Steinheim a. d. Murr in Württemberg und die aus den unteren Ziegelerden des Themsetales gewonnenen Reste eine besondere Rolle spielen, wie auch die ebenda vorkommenden ältesten Höhlenbären (*Ursus spelaeus*), die sich in analoger Weise von *Ursus Deningeri* ableiten.

(Schädel- und Hornmaße siehe Tabelle auf S. 84 [536] und S. 85 [537].)

1) M. Hilzheimer, Wisent und Ur im K. Naturalienkabinett zu Stuttgart. Jahresh. d. Vereins f. vaterl. Naturk. in Württ. Bd. 65. 1909. pag. 241—269.

Die Maßtabellen zeigen in der Hauptsache den bedeutenden Größenunterschied an, welcher zwischen *Bison Schoetensacki* und *Bison priscus* besteht. Daß aber auch formelle Unterschiede in der Form und Richtung der Hörner bestehen, das zeigt unsere Fig. 2, 3, 4, 6, Taf. IV [XXXII]. Das Schädelfragment von Hundsheim, welches im Wiener Hofmuseum aufbewahrt wird, gehört unzweifelhaft zu *Bison priscus*, und nicht zu *Bison Schoetensacki*.

Unter meinen Fundstücken des Hundsheimer Bisons befindet sich ein Unterkieferbruchstück mit den Alveolen der 3 Prämolaren. Ich bringe es hier mit einigen Kiefern des *Bison priscus* und des *Bison Schoetensacki* in Vergleich.

| Maße am Unterkiefer in mm | Mauer Schötensack | Mosbach Freudenb. | Mosbach Freudenb. | Hundsheim Freudenberg | | | Stawropol „a. d. Wolga" Freudenberg | „Süd-Rußland" Nordmann |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Höhe hinter $M_3$ | 68,2 | 76 | 79 | 85 | 73 | 88 | 79 | 68 |
| „ vor $P_2$ ($P_1$) | 42 | 55 | 61 | 40 | 49 | 53 | 52 | — |
| Länge der Backzahnreihe | 153 | 175 | — | 167—177 | 175—180 | 173 | 185 | 147 |

Eine vollständige Unterkieferhälfte von Mosbach in der Sammlung des Verf. ist von Beginn der Symphyse bis zum Kieferwinkel 415 mm lang am Unterrande, gegen 366 an dem Kiefer von Stawropol (Tübingen). Höhe des Ramus ascendens vom Kieferwinkel zum Kiefergelenk = 16 cm, gegen 14 bei dem russischen Exemplar (Tübingen). Ein Mosbacher Unterkiefer ist nach E. Wüst (l. c. pag. 330) zwischen $M_2$ und $M_1$ = 70 mm hoch gegen 62 bei *Bison priscus* (Taubach).

Aus diesen Maßen geht hervor, daß zunächst keine durchgreifenden Unterschiede zwischen den Bisonten verschiedener Fundorte und verschiedenen geologischen Alters nachweisbar sind an der Hand des Unterkiefers. Doch verdient hervorgehoben zu werden, daß die Kieferäste des Mosbacher Bisonten in den vorliegenden Stücken wesentlich stärker sind als die des Waldbison von Mauer und mehr Verwandtschaft zeigen mit den starken Bisonten der Steppe, worauf ja auch ihr Zusammenvorkommen mit *Elephas primigenius trogontherii* hinzuweisen scheint. Zähne des Hundsheimer Bisonten liegen mir nur in geringer Anzahl vor. Es sind das wesentlich Molaren des Unterkiefers, die mit den entsprechenden Zähnen anderer Fundorte in Vergleich gebracht werden.

| Fundorte und Schichten | $M_1$ | | | | $M_2$ | | | | $M_3$ | | | | Sammlungen |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Länge | | Breite | | Länge | | Breite | | Länge | | Breite | | |
| | oben | unten | oben | unten | oben | unten | oben | unten | oben | unten | oben | unten | |
| Mauer, Sand | 23 | — | 19 | 15 | 32,5 | — | 20 | — | 35 | 37 | 18 | 17 | des Verf. in Weinheim |
| „ „ | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 41 | — | 18 | desgl. |
| „ „ | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 44,5 | — | — | „ |
| Mosbach, Sand | — | 28 | — | 18,5 | 33 | 31 | 20 | 18 | — | — | — | — | „ |
| „ „ | — | — | — | — | — | 31 | — | 20 | — | — | — | — | „ |
| Süßenborn, Kies | — | 25 | — | — | — | 30,5 | — | — | — | 45 | — | — | Min. Inst. Halle |
| „ „ | — | 23 | — | — | 31 | 28 | 16 | 20 | 38 | 41 | 18 | 19 | desgl. |
| Bammenthal, Schotter | — | — | — | — | — | 34 | — | 21 | — | — | — | — | „ |
| Mauer, Sand | — | 23,9 | — | — | — | 27,9 | — | 19,4 | — | 42,8 | — | 19,6 | des Verf. in Weinheim |
| Hundsheim, Lehm | 26 | — | 23,5 | — | 33 | 32 | 17 | 18 | 34,5 | — | — | 17 | desgl. |
| „ „ | 25 | 30 | ? | — | 34 | — | 14 | — | 34 | 50 | 15 | 19 | „ |
| „ „ | 29 | — | 22 | 18 | 32 | — | — | — | 34,5 | — | — | 19,5 | „ |
| Taubach, Travertin | — | 28 | — | — | — | 32 | — | — | — | 49 | — | — | Min. Inst. Halle |
| Weinheim, jüng. Löß | — | — | — | — | 37 | — | — | — | 40 | 47,5 | 21 | 20,5 | des Verf. in Weinheim |
| Mauer, jüngerer Löß | — | — | — | — | — | — | — | — | 44 | 46 | 15 | 20 | Geolog. Inst. Tübingen |
| Ofnet, Lehm | 36 | 34 | 20 | 24 | 40 | 33 | — | 22 | — | — | — | — | desgl. |
| ? | — | 31 | — | — | — | 31 | — | — | — | 45 | — | — | (*B. priscus* typ. nach H. v. M.) |

| Schädel- und Hornmaße nach H. v. Meyer in mm | *Bison Schoetensacki* nov. subspec. | | | | | | | | | *Bison priscus* H. v. Meyer | | | | | | *B. bonasus* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Schädelfragmente ♂ | | | Hornzapfen | | | Schädelfragmente ♂ | | Nach M. Pavlow, Les Sélénodontes posttertiaires de la Russie. pag. 56 | Schädel | Schädel | Schädel | | | Schädel | |
| | Mauer | | Mauer | Mauer | | | Mosbach | Mauer | | Hundsheim | „Aus dem Rhein“ | Sandhofen a. d. Rhein | | Kirchheim bei Heidelberg | „Aus Torf“ | |
| | Heidelberg | | Darmstadt | Heidelberg | | | Frankfurt | Straßburg | | Wien | Darmstadt | | | | Straßburg i. E. | |
| Breite der Stirn, zwischen den Einbiegungen über den Augenhöhlen nach einer geraden Linie | 264 | 275 | — | — | — | — | — | 265 | — | — | 304 | 345 | 301 | 315 | 330 | — |
| Breite der Stirn, zwischen der Basis der Hornzapfen | 260 | — | 300<br>270 | 270? | — | — | 340 | 300 | 320 | 325 | 437 | 404 | 355 | 379 | 325 | — |
| Umfang der Hornzapfenbasis | — | — | — | *390* | — | 330 | — | — | — | 300 | 364 | 382 | 380 | 458 | 390 | —<br>l. r. |
| Länge der geraden Linie vom unteren Teil der Hornzapfenbasis bis zur Spitze des Zapfens | — | — | *190* | 300 | 295 | 230 | — | 210 | 270 | 350–370 | 448 | 382 | 477 | 351 | 460 | 210—220 |
| Dieselbe Länge nach der Krümmung des Zapfens, vordere Kurvatur | — | — | 255<br>330 | 330<br>*520* | 330 | 290 | — | l. r.<br>270—300 | — | 380 | 546 | 487 | 514 | 465 | 520 | 230—240 |
| Dieselbe Länge nach der Krümmung des Zapfens, hintere Kurvatur | — | — | — | — | — | 385 | — | 370—440 | — | 365 | — | — | — | — | 650 | 300—320 |
| In der Stirnebene liegender Durchmesser der Hornbasis | — | — | 118<br>*97* | *135* | — | — | 110 | 90 | — | 100 | — | — | — | — | — | 100 |
| Senkrecht dazu liegender Durchmesser der Hornbasis | — | — | 98<br>*83* | *110* | — | — | 100 | 70—75 | — | 85 | — | — | — | — | — | 100—110 |
| Abstand der beiden Hornspitzen | — | — | 870 | — | — | — | 870 | 720 | — | — | — | — | — | — | 1080 | — |

Bemerkungen: Die Spannweiten der Hörner variieren bei *Bison priscus* nach H. v. Meyer von 1382—950 mm, womit die Maße von Dr. H. Auerbach, Auerochs und Wisent in Deutschland, Verh. d. Naturw. Ver. Karlsruhe. Bd. 20, übereinstimmen. *Bison Schoetensacki* bleibt weit hinter diesen Maßen zurück. Ein Schädel aus dem Rhein bei Mannheim mißt 1130 mm. M. Pavlow (l. c.) gibt für russischen *Bison priscus* 1300 und 1230 mm Spannweite an. Von *Bison europaeus* ist *Bison Schoetensacki* durch seine größeren Hornzapfen leicht zu unterscheiden. Darum ist die Spannweite seiner Hörner in allen Fällen größer als bei *Bison europaeus* (♂ u. ♀). *Bison Schoetensacki* sollte aufs genaueste mit *Bison caucasicus* verglichen werden, den Hilzheimer als selbständige Art neben *Bison bonasus* und *Bison americanus* aufstellt. Die südöstlichen Formen der altquartären Säugerfaunen in Mittel- und Westeuropa machen es wahrscheinlich, daß zu dem Kaukasus-Wisent nahe Beziehungen vorhanden sind. Allerdings scheint es mir nach Abbildungen und Maßen des Kaukasus-Bisons zweifelhaft, ob dieser von seinem litauischen Vetter zu trennen ist.

Wie bereits Rütimeyer[1]) hervorhebt, ist es nicht möglich, aus den Zahnmaßen zu ersehen, ob man es mit *Bos* oder *Bison* zu tun hat. Es sind nur Unterschiede der Schmelzstruktur, welche Rüti-

1) L. Rütimeyer, Die Fauna der Pfahlbauten in der Schweiz. Basel 1861. pag. 76.

| *B. priscus* nach La Baume t. 1 u. 2 | | | | | *B. europaeus* Ow. nach La Baume t. 3 u. 4 | | | | | | | | *B. europaeus* | Maße nach La Baume |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Schädel | Schädel | Schädel | Schädel | Schädel | Schädel ♂ | Schädel ♀ | Schädel | Schädel | Schädel | Schädel | Schädel | Schädel | Schädelmaße nach Tscherski No. 1870 Petersburg | |
| Wiluifluß Sibirien | Wologda Rußland | Rixdorf | Rheintal | Weichsel b. Kulm | Litauen | Litauen | Litauen | Weichsel | Gallnauer See | Osieczek | Gorrenschin | Strasburg Wpr. | | |
| Berlin | Berlin | Berlin | Berlin | Berlin | Berlin | Berlin | Danzig | Danzig | Danzig | Danzig | Danzig | Danzig | | |
| 367 | — | — | 353 | 350 ca. | 335 | 278 | 343 | 310 | 242 | 302 | 316 | 335 | 253 | Stirnbreite zwischen den hinteren Orbitarändern |
| 418 | 420 | 427 | 406 | 360 | 332 | 270 | — | 310 | 327 | 315 | 317 | 345 | 266 | Stirnbreite zwischen den Hornzapfen (größter Abstand) |
| 350 | 310 | 380 | 305 | 315 | 255 | 175 | (250) | 240 | 240 | 230 | 220 | 255 | 287 (Hornscheide) | Umfang an der Basis (des Hornkernes) |
| Schädelbruchstück von Rondsen bei Graudenz | 330 | 375 | 400 | 415 | 180 | 125 | — | 205 | 205 | — | 180 | 200 | Maße nach Tscherski, Beschreibung der Sammlung posttertiärer Säugetiere (Petersburg, 1892. pag. 86—87) | Entfernung von der Spitze bis zur Mitte der Basis |
| | 390 | 470 | 445 | 460 | 195 | 135 | — | 250 | 240 | — | 200 | 225 | | Länge der inneren Krümmung |
| — | 470 | 530 | 530 | 495 | 225 | 145 | — | 300 | 300 | — | 230 | 280 | | Länge der äußeren Krümmung |
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 92 | — |
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 90 | — |
| — | — | 1010 | — | 1050 ca. | 635 | 440 | — | 670 | 635 | — | (600) | 680 | 425 | Abstand der Spitzen voneinander |

meyer mit folgenden Worten schildert: „Die Schmelzschlingen der Kaufläche sind in allen Altersstufen bei *Bison* einfacher als bei *Primigenius* und *Taurus*.“ Ich finde dieses Merkmal besonders deutlich am äußeren Schmelzblatt entwickelt. Die Zwischenrippen des äußeren Schmelzblattes, welche Ausbuchtungen der beiden Außenhügel darstellen, sind bei *Bos* ebenso stark zu richtigen Halbzylindern emporgewölbt, wie diejenige Schmelzleiste, welche mit scharfer Kante vordere und hintere Hälfte des äußeren Schmelzblattes scheidet. Bei *Bison* dagegen, und zwar in höherem Grade bei der jung- als bei der altdiluvialen Unterart, bleiben die genannten Zwischenrippen des äußeren Schmelzblattes als ganz schwache Wellen weit hinter Vorder-, Mittel- und Hinterleiste des Außenblattes zurück. Ueber diese Einzelheiten geben Aufschluß die auf Taf. IV [XXXII], Fig. 5, 7, 8 dargestellten Kauflächen von drei altdiluvialen und einem jungdiluvialen *Bison* neben einem Zahn von *Bos primigenius*. Von links nach rechts gezählt, sind die Fundorte dieser oberen Molaren: Mosbach, Mauer, Weinheim (jüngerer Löß) und Le Vésinet bei Paris (Chelléen). Die stärkere Schmelzfaltung bei *Bos primigenius* gegenüber *Bison*

*priscus* ist es, welche auch am unteren $M_3$ das von E. Koken [1]) beobachtete Merkmal der starken Auswärtskrümmung des hinteren Lobus an diesem Zahne verursacht. Nach meinen Befunden, die ich an verschiedenen, unangekauten unteren $M_3$ von *Bos* und *Bison* im Tübinger Geologischen Institut machen konnte, muß ich jenes Merkmal als berechtigt anerkennen. Von E. Wüst [2]) war es in Zweifel gezogen worden.

Im folgenden will ich einige Funde des altquartären *Bison Schoetensacki* aufzählen. Die ältesten deutschen Ablagerungen, die seine Reste enthalten, sind die Kiese von Süßenborn bei Weimar. An den von E. Wüst abgebildeten unteren letzten Molaren seines „*Leptobos?*“ ist infolge der geringen Abkauung die für *Bison* bezeichnende starke Umbiegung des Talon deutlich zu erkennen, Die starke Einfaltung der Innenblätter an den unteren Molaren erinnert allerdings mehr an *Bos* und *Leptobos* als an den rezenten *Bison*, steht aber ganz im Einklang mit der stärkeren Schmelzfaltung bei altquartären Bisonten. Hornkerne haben allerdings Wüst bei Abfassung seiner Arbeit nicht vorgelegen, doch soll ein inzwischen gefundener Hornzapfen nach mündlicher Mitteilung von Herrn Staudinger in Halle eher für *Bison* als für *Bos* sprechen. Prof. Staudinger nennt ihn „*Bison Suessenbornensis*“.

Im Cromer-Forestbed sind besonders durch Savin Hornkerne einer kleiner Rasse von *Bison* gefunden worden, die im Britischen Museum als M/6559 und M/1426 aufbewahrt werden. Der erstgenannte Hornkern gehört der rechten Seite an, sein Durchmesser beträgt an der Basis 6,5 cm, in der Ebene der Stirn gemessen. Der Querschnitt ist rundlich, im Gegensatz zum elliptischen (Taf. VI [XXXIV], Fig. 10) des hier an zweiter Stelle genannten Hornkerns. In der Sehne beträgt die Länge des ersteren (Taf. IV [XXXII], Fig. 3) 20 cm. Hierher gehört ein oberer Molar, $M^1$ oder $M^2$, 833 (M/6563), von der gleichen rotbraunen Färbung; er stammt offenbar wie jener aus schwarzem eisenschüssigen Quarzsand (Taf. V [XXXIII], Fig. 1). Dieser Zahn hat durchaus die Merkmale eines *Bison*-Zahnes. Hierfür spricht auch seine große Kompaktheit und der quadratische Umriß (Rütimeyer). Zu dieser *Bison*-rasse gehören die Zähne mit folgender Numerierung: (820) M/6564 bis (834) M/6563. Anderen Individuen derselben Species gehören Zähne an, welche diese Nummern tragen: (1414) M/6569, (1192) M/6566, (746) M/6565, (383) M/6562. — Eine recht abweichende Erhaltung, die vielleicht einer noch tieferen Fundschicht entspricht, haben eine Reihe von oberen Bovidenmolaren, von ganz schwarzem Schmelz. Es sind die Nummern: (1333) M/6568, (1229) M/6567, (1042) M/6565, (1485) M/6568. Bei meinem Besuch im British Museum (Juni 1907) entwarf ich folgende Beschreibung: „Diese Zähne haben kürzere Kronen als die vorgenannten. Hier gehört ein oberer M von 28 mm Länge und 20 mm Breite der Krone. Die ‚Adler'-Marken sind kleiner, der Innenpfeiler stärker isoliert, der Zahn niedriger. *Bibos?*“ Auf diese schwarzen Zähne vom Forest-bed bezog ich in „Die Fauna von Hundsheim etc.“ pag. 214, meine Angabe des „*Bos* cf. *etruscus*“ im Forestbed. Heute scheint es mir ausgeschlossen, daß sie zum sogenannten *Leptobos* von Süßenborn gehören. In London verglich ich sie unter freundlicher Mithilfe von Herrn Dr. Andrews mit fossilen *Bibos*-Arten aus den Sivaliks und dem lebenden *Bos sondaicus*, dem sie recht nahekamen. Falls dieselben überhaupt zu *Bos* und nicht zu *Bison* gehören, so hat ihre Bestimmung als *Bos etruscus* die größte

1) E. Koken, Ueber fossile Säugetiere aus China. Paläontol. Abh. von Dames u. Kayser. Bd. 3. 1885. Heft 1.

2) E. Wüst, Das Pliocän und das älteste Pleistocän Thüringens. Stuttgart 1901. pag. 323 Anm. u. pag. 322—333. t. 9. f. 4—22. Bezüglich der Form der *Bison*-Zähne vgl. L. H. Bojanus, De Uro nostrate etc. Nova Acta. 1825. Vol. 13. P. 2. t. 22 f. 7—10.

Wahrscheinlichkeit. Das Vorkommen dieser echten Oberpliocänformen (= *Bos elatus* der Auvergne) hat im Forestbed nichts Erstaunliches, zumal da meine an oben genannter Stelle beigefügte Bestimmung einiger Ruminantenzähne (von gleichem Erhaltungszustande wie die Zähne des *Bos etruscus*) als Antilope (wohl *A. Jaegeri*) eine Bestätigung fand durch die Herren Dr. Andrews und Prof. Pohlig, wie mir diese Herren mündlich mitzuteilen die Güte hatten.

Von wieder etwas anderem Zustande der Erhaltung sind 2 Zähne, von denen der eine, als *Bison* zu deutende Zahn offenbar einem höheren Niveau angehört und die Nummer (M/6568) trägt, der andere aber (M/6568) auf *Bos primigenius* zu beziehen sein dürfte, wie er im Ziegelton von Ilford zahlreiche Reste hinterlassen hat. Gleichwohl möchte ich die Bestimmung des Zahnes als zu *Bos primigenius* gehörig nicht ganz bestimmt behaupten. Da es ein oberer (etwas abgerollter) Mahlzahn ist, so wird seine Bestimmung möglich sein; sie besitzt sogar einige Wahrscheinlichkeit, da E. T. Newton[1]) auf pag. 47 *Bos primigenius*?, auf Boyd Dawkins' Autorität sich stützend, vom Forestbed anführt.

Aufs engste scheint sich den Bisonten des Forestbeds die Form von Mauer und Mosbach anzuschließen. Als typisch sehen wir jedoch nicht die Stücke von Mosbach an, auch nicht die aus den höheren Schotterlagen von Bammenthal bei Mauer, wo etwas stärkere Formen vorzukommen scheinen, sondern die von Schötensack[2]) besprochenen Exemplare, welche der Fundschicht des „*Homo Heidelbergensis*" bei Mauer entstammen und im Geologischen Institut in Heidelberg aufbewahrt werden. Ich nenne die hierauf zu gründende Rasse *Bison Schoetensacki* (nov. form.), zu Ehren des Erforschers der Mauer-Manbibel und ihrer Begleitfauna.

Für die Bisonten von Mauer sind die kurzen und stark eingekrümmten Hörner bezeichnend, worin er an *Bison bonasus*, den litauischen Wisent, erinnert. Es ist auch eine vielleicht noch größere Aehnlichkeit mit dem amerikanischen *Bison*[3]) vorhanden, als die Drehung des Hornkerns sehr gering ist. Gleichwohl ist sie vorhanden, wie uns Taf. IV [XXXII], Fig. 4, rechter Hornkern von *Bison* aus Mauer (in Darmstadt, Geolog. Landesanstalt), belehrt. Der Querschnitt der *Bison*-Hörner aus Mauer und Mosbach ist nicht gleichmäßig rundlich-oval und erinnert hierin ganz an den einen „*Bison bonasus*"-Zapfen aus dem Forestbed (Taf. VI [XXXIV], Fig. 10. Im einzelnen verweise ich auf unsere Fig. 6 des *Bison* von Mauer in Darmstadt, Geolog. Landesanstalt, und das Cranium des *Bison* cf. *Schoetensacki*, Senckenbergianum zu Frankfurt, das neben *Bison priscus*, aus dem Rheinbett bei Mannheim von 1826, photographiert wurde. Als wichtigsten Unterschied erkennt man stets das ganz verschiedene Verhalten der Hörner bei typischen Stücken der *priscus*- und *Schoetensacki*-Rasse. Die Bisonten von

1) E. T. Newton, The Vertebrata of the Forest bed Series of Norfolk and Suffolk. Mem. of the Geological Survey. London 1882. pag. 47—48.

2) O. Schötensack, Der Unterkiefer des *Homo Heidelbergensis*. Aus den Sanden von Mauer bei Heidelberg. Leipzig 1908. pag. 14—16.

3) M. Hilzheimer schreibt in: Wisent und Ur im K. Naturalienkabinett zu Stuttgart, Jahreshefte d. Vereins f. vaterl. Naturk. in Württemberg. 1909. pag. 247: „Die Hornzapfen bei den mir vorliegenden amerikanischen *Bison*-Schädeln sind kurz und gedrungen. Der ganze Zapfen ist halbmondförmig gebogen, derart, daß die offene Seite des Halbmondes nach vorn und ein ganz klein wenig nach oben sieht. Die Spitzen stehen etwas nach vorn und oben. Dagegen haben die viel längeren und schlankeren Hornzapfen des litauischen Wisents außer der einfachen halbmondförmigen Krümmung noch eine schraubenartige Drehung, so daß die Spitzen nach rückwärts und einwärts schauen."

Mosbach[1]) möchte ich nicht unbedingt für *Bison Schoetensacki* halten, wie denn auch in Mosbach die Fauna nicht so rein und ungemischt erscheint, wie z. B. in Mauer[2]).

Als Bullen des *Bison Schoetensacki* oder *Bison europaeus* var. *Schoetensacki* sind das Cranium von Mauer (Taf. IV [XXXII], Fig. 6) u. Fig. 4, ebenda, isolierter Hornkern, beide von Mauer, anzusehen. Wie bereits erwähnt, ist der Basisquerschnitt des Bullenhornes elliptisch, nicht rund, wie bei den Kühen. Als *Bison* cf. *Schoetensacki* eine Uebergangsform, zwischen *Bison Schoetensacki* und *Bison priscus* stehend, bezeichne ich den schönen Schädel im Senckenbergschen Museum zu Frankfurt a. M., der auf Taf. IV [XXXII], Fig. 2 abgebildet wurde. Er hat fast ebenso weit ausladende Hörner wie *Bison priscus*, doch krümmen sich die Hornspitzen stärker ein und erinnern hierin noch an *Bison Schoetensacki*. In beiden Fällen dürften männliche Schädel vorliegen. Ein typisches weibliches Horn von kreisförmigem Querschnitt wird auf Taf. IV [XXXII], Fig. 3 vom Cromer Forestbed abgebildet. Es stimmt in allen Merkmalen überein mit einem hier nicht abgebildeten Hornkern des *Bison Schoetensacki* aus den altdiluvialen Neckarsanden der Mosbacher Stufe von Hohensachsen a. d. Bergstraße, welches der Verf. in einer hochgelegenen Sandgrube (ca. 140 über NN) gefunden und seiner Sammlung einverleibt hat. Dieser weibliche Hornkern ist an seiner Basis 70 mm breit und 70 mm tief. Das Horn von *Bison Schoetensacki* aus Hohensachsen bei Weinheim hat eine größte Länge von 28 cm, nach der hinteren Krümmung gemessen, während es auf der konkaven Seite 25 cm lang ist. Der Umfang der Hornbasis beträgt 22 cm.

Ganz analog ist der rechte Hornkern vom Forestbed „*Bos* sp." M/6559 im British Museum, Savin Collection. Er ist rotbraun gefärbt, wie die zugehörigen Zähne. Durchmesser des Hornes an der Basis = 6,5 cm. Länge des Hornes in der Sehne = 20 cm, also ganz wie der Hornkern von Hohensachsen.

Es ist für die stratigraphische Stellung der Sande von Mosbach und Mauer von Wichtigkeit, daß im Cromer Forestbed (Elephant bed) ganz ähnliche Hornzapfen vorkommen, wie in den tieferen Sandlagen der deutschen Fundorte. Diese tieferen Sande haben wir mit der Günzeiszeit in den Alpen zu parallelisieren. (I. Vorstoß des Mindelgletschers in meiner Arbeit von 1911, pag. 112.)

An Horn- und Schädelresten bringe ich von der „*Schoetensacki*"-Form der altdiluvialen Bisonten einmal ein Cranium von Mosbach zur Darstellung (neben einem solchen des jungdiluvialen *Bison priscus* aus dem Rhein) (Taf. IV [XXXII], Fig. 2). Außerdem ein schönes Stirnfragment mit beiden Hornkernen, ebenda Fig. 6, und ein einzelnes Horn aus Mauer, ebenda Fig. 4, die den Typus der neuen Form darstellen mögen.

Die von Hilzheimer (l. c) abgebildeten Reste der Bisonten von Steinheim a. d. Murr kann

1) In Mosbach kommt *Elephas meridionalis* im Sand über Schotter, neben Zebra und *Hippopotamus*, *Elephas (meridionalis) trogontherii* und *Elephas antiquus* vor, *Rhinoceros etruscus* neben? *Rh. Mercki*, *Ursus Deningeri* neben *Ursus arvenensis*, also genau dieselben Kombinationen wie im Forestbed. Dazu kommt neuerdings sogar *Gulo* in Mosbach. *Hyaena arvenensis* der Sande von Mosbach und Mauer vertritt im Forestbed die westliche *Hyaena brevirostris* Aymard. Der „*Canis Neschersensis*" von Mosbach und Mauer ist im Forestbed auch vorhanden, doch mußte ich ihn als *Canis* cfr. *etruscus* bestimmen. Auffallend sind die Unterschiede in der Felidenfauna (*Felis leo.* in Mosbach und Mauer; *Machairodus* im Forestbed) und im Bestande der Wiederkäuer.

2) Die an diesem Fundorte bisher nachgewiesenen Formen sind durchaus Bewohner des Waldes, der, nach Abdrücken von Rinden zu schließen, aus Eichen bestanden hat. Ihn bewohnten die folgenden Arten: *Homo Heidelbergensis* O. Schötensack, *Ursus Deningeri* W. v. Reichenau, *Ursus Arvernensis* Croizet u. Jobert, *Hyaena Arvernensis* Croizet u. Jobert, *Canis Neschersensis*, *Felis leo.* foss. W. v. Reichenau, *Felis catus L.*, *Castor fiber*, *Sus scrofa*, *Equus Mosbachensis* W. v. Reichenau, *Elephas antiquus* Falconer. *Rhinoceros etruscus* Falconer, *Cervus elaphus*, *Capreolus caprea* Gray, *Alces latifrons* Johnson, *Bison Schoetensacki* Freudenberg.

ich nicht zur *Schoetensacki*-Rasse stellen, da sie hierfür viel zu schwer sind. Sie dürften sich viel eher der Hundsheimer Form nähern. Hingegen dürfte der von QUENSTEDT im Handbuch der Petrefaktenkunde t. 7 f. 3 (spiegelbildlich) dargestellte Molar von „Ochs" aus dem Bohnerz von Salmendingen einem altdiluvialen Bisonten der Rasse von Mauer möglicherweise angehören.

Von Zähnen des *Bison Schoetensacki* bringe ich einige obere Molaren von Mauer und 2 von Mosbach zur Abbildung. Einer derselben ist ein $M_3$ des linken Oberkiefers. Seine „Marken" sind auffallend stark gefaltet, wodurch er an *Bos primigenius* erinnert (vgl. Taf. IV [XXXII], Fig. 5, $M_3$ links oben, aus Mosbach, Darmstadt). Doch ist sein äußeres Schmelzblatt lange nicht so stark gefaltet, wie dies für *Bos primigenius* die Regel ist. Der zwischen den Flügeln der adlerförmigen Marke befindliche, eingesenkte, also einwärts gebogene Teil der Adlermarke bildet mit den Mittelpfeilern der vorderen oder hinteren Hälfte des äußeren Schmelzblattes nicht die für *Bos primigenius* geforderten Dentinzylinder von kreisförmigem Querschnitt, sondern einen solchen Querschnitt, der aus zwei verschieden stark gekrümmten Halbzylindern besteht, von denen der kleinere und schwächer gekrümmte bei *Bison* immer dem äußeren Schmelzblatt angehört. Der Querschnitt dieser Bildungen, welche stets einem konzentrisch gebauten Dentinsäulchen mit unvollkommener Schmelzumhüllung entsprechen, erinnert sehr an die Querschnitte der Hornkerne von *Bos primigenius* und *Bison priscus*, insofern als bei *Bos primigenius* der Hornquerschnitt meist kreisrund, bei *Bison* aber häufig einseitig elliptisch ist. Typische *Bos primigenius*-Zähne, die das erwähnte Merkmal sehr schön zeigen, bildet JÄGER als Zähne vom „Ochs" aus dem Stuttgarter Tal ab (t. 19 f. 17 u. 22).

Wenden wir uns nochmals den Unterschieden zu, die zwischen *Bison Schoetensacki* und *Bison priscus* bestehen. Eine an *Bos primigenius* erinnernde starke Wellung, zumal des äußeren Schmelzblattes, ist für *Bison Schoetensacki* festzustellen im Vergleich zu *Bison priscus*. Hiervon geben unsere Figuren 5, 6, 7 und 8 einen Begriff, wenn wir sie mit Fig. 9 (Taf. IV [XXXII]) vergleichen.

Das Nähere wurde oben schon ausgeführt. Betrachten wir die Außenansicht dieser Zähne, so springt der Unterschied sofort in die Augen. Auf Taf. V [XXXIII], Fig. 13 sehen wir denselben Zahn von *Bison priscus*, der auf der vorherigen Tafel als Fig. 9 abgebildet wurde, von außen. Harte gerade, scharf geknickte, doch wenig gewellte Schmelzpfeiler verleihen dem Zahn ein geradezu nagetierzahnähnliches Gepräge. Alles parallele Linien, keine weichen Formen, wie diese für *Bos primigenius* so bezeichnend sind, von dem ich auf Taf. IV [XXXII], Fig. 10 und Taf. V [XXXIII], Fig. 4 einen Zahn aus dem Mousterien-Niveau von Le Vésinet abbilde. *Bison Schoetensacki* verhält sich fast ähnlicher dem *Bos primigenius* als dem *Bison priscus*. Namentlich wage ich das für den oberen Molaren aus Mauer Fig. 3, Taf. V [XXXIII], zu behaupten, während der Mosbacher Zahn, ebenda Fig. 2, schon *Bison priscus* ähnlicher ist durch sein schwächer gewelltes äußeres Schmelzblatt. Dennoch steht er *Bison Schoetensacki* näher als *Bison priscus*, denn er ist relativ niederkronig, während die *Bison*-Zähne aus jungem Quartär hochkronig sind und nur durch ihren nagetierzahn-ähnlichen Habitus die Anpassung an das Leben in freier Lößsteppe deutlich bekunden. Sie sind die treuen Begleiter des *Equus germanicus*, welches wir ja auch in Deutsch-Altenburg neben Tieren der Hundsheimer Fauna feststellen konnten.

Einen weiteren oberen Molaren von *Bison Schoetensacki* aus Mauer bringe ich zur Darstellung auf Taf. VI [XXXIV] als Fig. 9. Die kompakte Form des Zahnes, die gut in der Aufsicht in die Erscheinung tritt, unterscheidet ihn sofort als Bisonten von dem flatterig gebauten Zahn eines *Bos primigenius* aus der Schotterterrasse zu Steinheim a. d. Murr, der links vom erstgenannten als Fig. 8

abgebildet wurde. Die prismatischen Dentinsäulchen der beiden Außenhügel treten an diesem Zahn deutlich hervor.

### Frankreich.

Ebenso scheinen im alten Quartär von Frankreich ähnliche Reste vorzukommen. Im Museum von Lyon zeigte mir Herr Professor DEPÉRET einige Zähne aus einem Höhlenspalt bei Soligny (Saône et Loire) von durchaus quartärem Habitus der Erhaltung, den Resten von Mauer nicht unähnlich. Ich erkannte darunter einen oberen Molaren eines recht kleinen Bisonten, Zähne vom Reh, von *Rhinoceros etruscus* und von einem Bären, der vielleicht als *Ursus Deningeri* v. REICHENAU (nach der Begleitfauna) bestimmt werden darf.

Außerdem hat DEPÉRET einen hierhergehörigen oberen Molaren aus den Mergeln und Sanden von Chalon-Saint-Cosme („Oberpliocän") abgebildet in: Étude des gîtes minéraux de la France. Les terrains tertiaires de la Bresse etc. par DELAFOND et DEPÉRET. Paris 1893. (Ministère des Travaux publics.) t. 14. f. 4.

Ebenso dürften die *Bison*-Reste von St. Prest bei Chartres hierher gehören. Es wurden von LAUGEL (siehe unten) Hörner von *Bison priscus* (Koll. DE BOISVILLETTE) erwähnt und ferner Zähne, die den *Bos*-Zähnen aus dem Val d'Arno gleichen sollen. Ich kenne davon nur den in der Sammlung der „École des Mines" zu Paris aufbewahrten Schädel von gewaltig breiter Stirn, doch nicht sehr weit ausladenden Hörnern. Ferner in derselben Sammlung ein einzelnes Hornfragment (aus einer Höhle) vom selben Zustande der Erhaltung und (M/1426) im British Museum sehr ähnlich.

### Rußland.

Der altdiluviale Wisent *Bison Schoetensacki*, kommt allem Anscheine nach auch im Frühglazial von Südrußland vor (Tiraspol im Gouvernement Kherson). M. PAVLOW beschreibt in ihrem oben erwähnten Werke über die posttertiären Selenodonten Rußlands pag. 3—6 die Lagerstätte dieses Fossils, das zusammen mit *Alces latifrons* JOHNSON, *Cervus Belgrandi* LARTET, *Cervus elaphus* L., *Cervus* n. sp. *Elephas* — der Beschreibung nach: *E. trogontherii* POHLIG — *Rhinoceros* (nach der Fauna wird es sich nur um *Rh. etruscus* oder *Rh. Mercki* handeln können), ferner *Bos primigenius*, und einer Anzahl von Mollusken gefunden wurde. Ueber die Lagerstätte und ihr Alter macht PAVLOW die folgende zutreffende Bemerkung: „Der Vergleich, den ich zwischen den fossilen Resten des Schotters von Tiraspol mit denen ähnlicher Ablagerungen des westlichen Europas angestellt habe, gestattet mir den Schluß, daß sie dem ältesten Pleistocän angehören, entsprechend den Ablagerungen von Mosbach in Deutschland und des Forestbed in England. Es ist dies zu alledem die Anwesenheit des *Alces latifrons*, einer sehr seltenen Form, die an beiden Lokalitäten vorkommt, und die große Variabilität der Elefantenzähne erlaubt es, diese Parallele zu ziehen, außerdem die Paludinen und die anderen Flußmuscheln."

Die Beschreibung des altdiluvialen *Bison*-Schädels von Tiraspol lautet bei M. PAVLOW folgendermaßen:

*Bison priscus* H. v. M., *Bison latifrons* FISCHER DE WALDH., *Bison occidentalis* LUCAS. t. 5 f. 1.

„Dieses Schädelfragment stammt aus dem Kies von Tiraspol, Gouvernement Kherson. Es besteht aus dem oberen Teile des rechten Frontale mit einem Horn und Hinterhaupt. Das linke Horn ist abgetrennt, ein Teil des Frontale und des entsprechenden Temporale fehlen. Die Haupteigenschaft dieses Schädels bekundet sich in der Form der Hörner, die nicht lang, aber stark sind und, von vorn gesehen,

an Höhe nicht viel den Hinterhauptskamm überragen, der, ebenfalls von vorn gesehen, eine verlängerte Gestalt hat. Diese Hörnerform und die des Hinterhauptskammes unterscheidet unseren Schädel von vielen, von denen weiter unten die Rede sein wird und bei denen die Hörner sich mehr von Anfang an zur Seite richten, sich dann plötzlich erheben und beträchtlich mit ihren Enden die Gerade überschreiten, welche durch den Hinterhauptskamm gelegt ist, oder sie nicht berühren und sich fast horizontal richten. Folgendes sind die Maße dieses Schädels:

| | |
|---|---|
| Breite der Stirn zwischen den Basen der Hörner | 32 cm |
| Länge des Hornes auf der geraden Linie, entlang der Vorderseite | 27 „ |
| Höhe des Hinterhauptes vom Oberrande bis zum Hinterhauptloch | 11 „ |

Das Hinterhaupt ist hinten gerundet. Das Basocciput mit den Vorsprüngen zur Insertion der Muskeln ist stärker entwickelt als in dem Vergleichsschädel des *Bison* und als bei dem, den H. v. Meyer t. 8 f. 2 abbildet. Von diesem (er entstammt dem Rhein, Frankfurt; ist also wohl mit unserer Abbildung ident) unterscheidet er sich ferner durch die kürzeren Hörner, verglichen mit der Breite der Stirn. Unser Schädel muß einem kräftigen, schon betagten Tiere angehört haben, dessen Knochennähte nur wenig sichtbar sind. Er ist uns von Interesse, da er in älteren Ablagerungen gefunden wurde als die anderen Bisonten. Er gleicht am meisten dem *Bison latifrons* Toutkovsky (Ann. géolog. de la Russie. T. 6. 1903) durch seine kurzen, wenig erhobenen Hörner, wie auch durch die Länge des Hinterhauptes.“

Nach den kurzen Andeutungen, die Pavlow (l. c.) pag. 69 von piemontesischen Bisonten [Auerochs Borson[1])] macht, so scheinen diese Schädel der *Schoetensacki*-Form recht unähnlich zu sein. Sie haben kleine, kurze Hörner, die Stirn außerordentlich gewölbt und sehr breit (40 und 42 cm). Der Schädel (f. 4 bei Borson) soll eine große Aehnlichkeit mit *Bison occidentalis* Lucas (l. c. t. 66) haben. Zwei davon werden im Museum von Turin aufbewahrt.

## Extremitätenknochen

sind in Hundsheim besonders reichlich vertreten. Die fast vollständigen Reste der Vorder- und Hinterextremitäten (ohne Femur) sind Bestandteile meiner Privatsammlung. Sie wurden alle vermessen, doch sind ihre Maße, namentlich der Fußknochen, an verschiedenen Stellen dieser Arbeit, größtenteils zusammen mit Maßen der *Capra Stehlini* wiedergegeben worden. Andere Maße, die sich auf Humerus, Radius, Ulna, Tibia, Metacarpus und Metatarsus beziehen, sollen im folgenden mitgeteilt werden. Es zeigt sich stets, daß der *Bison* von Hundsheim außerordentliche Dimensionen erreicht, wodurch er ohne weiteres von den altdiluvialen Rassen zu unterscheiden und neben *Bison priscus* H. v. Meyer zu stellen ist.

An Extremitätenknochen wurde ein Radius von Mosbach — neben einem solchen aus Hundsheim — für die Reproduktion ausgewählt, außerdem ein Metacarpus und ein Metatarsus von Mosbach neben den gleichen Knochen aus Hundsheim. Vgl. Taf. III [XXXI], Fig. 6 u. 7 (Radius), Taf. IX [XXXVII], Fig. 1 (Metatarsus) und Textfig. 45 und 46 (Metacarpus).

Humerus. Die Maße der Trochleaabschnitte am Humerus haben nach Tscherski keine diagnostische Bedeutung.

1) Borson, Sur quelques ossem. fossiles de Piemont. pag. 99. Mem. Acad. Reale de Turino. 1833. t. 2. f. 3 u. 4.

| Humerus Tscherski. pag. 127—152. | *B. priscus* von Hundsheim (Weinheim) | Kasan | Jana (ex Tscherski) | Ljachow-Insel | | Lena | *Bison* von Nebraska |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1) Länge des Humerus, von der unteren Fläche des äußeren Endes der Trochlea zur vorderen äußeren Ecke der Gelenkfläche des Kopfes | 385 | 385 | 336 | — | — | — | 333 |
| 2) Dieselbe, vom inneren Ende der Trochlea zum Grunde der Bicepsfurche | 412 | 380 | 358 | — | — | — | 329 |
| 3) Dieselbe, zur Spitze des Höckers, der die Furche von der inneren Seite begrenzt (Trochanter minor) | — | — | — | — | — | — | 340 |
| 4) Größte Länge des Knochens vom äußersten Ende der Trochlea zur Spitze des Trochanter major humeri | 565? mehr! | 432 | — | — | — | — | 368 |
| 5) Größte Breite des proximalen Knochenendes, ein wenig unter dem Ursprung des Trochanter (vorn-hinten) | 166 (v.-h.) 122 (l.-r.gem.) | 165 | 144? | — | — | — | 135 |
| 6) Größter Durchmesser des Gelenkkopfes | 109 | 98 | 98? | — | — | — | 86 |
| 7) Querdurchmesser desselben | 104 | — | 81 | — | — | — | 80 |
| 8) Größte Länge des Trochanterursprungs von der Furche für den Biceps | ca. 51 abgebrochen | 111 | 97 | — | — | — | 90 |
| 9) Geringste Breite der Humerus | 63 | 60 | 56 | 49,5 | — | 49 | 53,5 |
| 10) Durchmesser von vorn nach hinten ebendaselbst | 74 | 76 | 65 | 63 | — | — | 64 |
| 11) Geringster Durchmesser von vorn nach hinten überhaupt | 68 | 71 | 63 | 56 | 66 | — | 56 |
| 12) Der Längsdurchmesser der distalen Gelenkfläche, d. h. der Trochlea | 112 | 109 | 105 | 97 | 105 | 90 | 92 |
| 13) Durchmesser (Höhe) des äußeren Trochleaendes | 50 | 48 | 43 | 45 | 45 | 40 | 37 |
| 14) Durchmesser der vorspringenden Mittellinie der Trochlea | 63 | 60 | 54 | 54 | 56 | 51 | 46,5 |
| 15) Durchmesser der Mittelfurche der Trochlea | 55 | 52,5 | 47 | 46 | 50 | 44 | 42 |
| 16) Durchmesser des inneren Endes der Trochlea | 72 | 71 | 64 | 62 | 67 | 61 | 56 |
| 17) Größte Breite der Fossa supratrochlearis posterior | 34 | 38 | 30 | 33 | 31,5 | 28 | 30 |
| 18) Größte Höhe derselben vom Condylus internus | 69? | 60 | 54 | 60 | 61 | 55 | 48 |

(Radius-Maße siehe Tabelle auf S. 94 [546] u. S. 95 [547].)

| Ossa metatarsi Tscherski pag. 148—149 | Gebiet der Jana, *Bison* | | | | | | | Ljachow-Insel *Bison* | | | | Irkutsker Gouvern. Fluß Unga | | Rezente Bisonten Tscherski | | | *Bos primigenius* Scotia |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1) Länge (größte) des Knochens | 288 | 287 | 276 | 273 | 270? | 266 | 244 | 289 | 270 | 271 | 264 | — | — | 245 | — | — | 295 |
| 2) Größte Breite des proxim. Endes | 75 | 68 | — | 61 | 59? | 62 | 54 | 64 | 67,5 | 58 | 56,5 | — | — | 58 | 48 | — | 69 |
| 3) Größt. Durchmesser von vorn nach hinten in der Gelenkfläche ebenda | 57? | 62 | — | 53 | 57 | 54 | 50 | 57 | 55 | 51,5 | 51 | — | — | 50 | — | — | 61 |
| 4) Breite des Knochens in der Mitte | 48 | 47 | 46? | 41 | 35 | 38 | 37 | 41? | 42,5 | 36 | 36 | 41 | 49 | 31,5 | 25,5 | 31 | 41 |
| 5) Durchmesser vorn-hinten ebenda | 40 | 41 | — | 39 | 35 | 35 | 34 | 38 | 39,5 | 37 | 35 | — | — | 35 | 26,5 | 33 | 41 |
| 6) Größte Breite der dist. Gelenkfläche | 80 | 81 | 76 | 76,5 | 75? | 73 | 62 | 70 | 78 | 70 | 68,5 | 79 | 84 | 65 | 54 | 64 | 77,5 |
| 7) Ihr größter Durchmesser von vorn nach hinten | 44,5 | 46 | 42? | 43 | 43 | 43 | 37 | 43 | 43 | 42 | — | — | — | 39 | 32 | 39 | 44 |

| Ossa metatarsi Tscherski pag. 148—149 | Weinheim | Stuttgart | | | Worms. Museum | Weinheim | Frankfurt | Darmstadt Geol. Landesanst. | Nach Owen | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | *Bison priscus* Hundsheim | *Bos priscus* Cannstatt[1]) | *Bos priscus* Unterriexingen | *Bos priscus* Steinheim | *Bison* cf. *Schoetensacki* „Hochheim“ | *Bison Schoetensacki* von Mauer | *„Bison* cfr. *Schoetensacki„* aus Mosbach | *Bison Schoetensacki* von Mauer | Brit. foss. Mamm. pag. 496, Clacton | pag. 497 Oreston |
| 1) Länge (größte) des Knochens | 300 | 285 | — | — | 313 | — | 320 | 290 | 280 | 228 |
| 2) Größte Breite des proxim. Endes | 82 | 72 | — | — | 72 | 55 | 74 | 57 | [279,4 Länge des | *Bison minor* Owen |
| 3) Größt. Durchmesser von vorn nach hinten in der Gelenkfläche ebenda | 74 | 70 | — | — | 60 | — | 69 | 57 | Metatarsus von | |
| 4) Breite des Knochens in der Mitte | 47 | 50 | — | — | 45 | 37 | 48 | 38 | Grays | |
| 5) Durchmesser vorn-hinten ebenda | 46 | 46 | — | — | 43 | 38 | 43 | 37 | nach | |
| 6) Größte Breite der dist. Gelenkfläche | 82 | 84 | — | — | 72 | — | 84 | 66 | Owen] | |
| 7) Ihr größter Durchmesser von vorn nach hinten | 50 | — | — | — | 43 | — | 49 | 40 | | |

| Ossa metacarpi Tscherski pag. 180—183 | *Bison priscus* nach Tscherski | | | | | | | | | | | | | *Bison americanus* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1) Länge (größte) des Knochens | 174 | 176 | 175 | 170 | 165 | 168 | 170,5 | 162 | 166 | — | — | — | 158 | 210 |
| 2) Größte Breite des proxim. Endes | 60 | 62 | 64 | 60 | 59 | 62 | 60 | 56 | 59 | 56 | 55 | 52 | 52 | 72,5 |
| 3) Größt. Durchmesser von vorn nach hinten zu der Gelenkfläche ebenda | 33 | 31,5 | — | 33 | 31 | 33 | — | 28 | 32 | 28 | 30? | — | 28 | 38 |
| 4) Breite des Knochens in der Mitte | 46 | 42 | 47 | 40 | 41 | 43,5 | 39 | 37 | 43,5 | 37,5 | 39 | 34 | 31,5 | 43 |
| 5) Durchmesser vorn-hinten ebenda | 23 | 24,5 | — | 22 | 22 | 23 | 21 | 19 | 23 | 20 | 22,5 | 19 | 19 | 32 |
| 6) Größte Breite der dist. Gelenkfläche | 71,5 | 71 | 74 | 73 | 71 | 72 | 69? | 66 | 72 | 66 | 65? | 60 | 61 | 75 |
| 7) Ihr größter Durchmesser von vorn nach hinten | 37 | 36 | — | — | 36 | — | 36 | — | 37 | — | — | — | — | 38 |

| Ossa metacarpi Tscherski pag. 180—183 | Weinheim | Stuttgart | | | Worms. Museum | Weinheim | Frankfurt | Darmstadt |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | *Bison priscus* Hundsheim | *Bos priscus* „Sulzerrein“ | *Bos priscus* Unterriexingen | *Bos priscus* Steinheim | *Bison* cfr. *Schoetensacki* „Hochheim“ | *Bis. Schoetensacki* von Hohensachsen bei Weinheim | *Bis. Schoetensacki* vom Heßler bei Wiesbaden | *Bison Schoetensacki* von Mauer |
| 1) Länge (größte) des Knochens | 267 | 276 | 269 | 255 | — | — | 268 | — |
| 2) Größte Breite des proxim. Endes | 94 | 95? | 85 | 90 | — | 80 | 85 | — |
| 3) Größt. Durchmesser von vorn nach hinten zu der Gelenkfläche ebenda | 54 (ca.) | 58 | 52 | 55 | — | 47 ca. | 49 | — |
| 4) Breite des Knochens in der Mitte | 62 | 63 | 57 | 56 | — | — | 52,5 | — |
| 5) Durchmesser vorn-hinten ebenda | 40 | 40 | 40 | 35 | — | — | 35 | — |
| 6) Größte Breite der dist. Gelenkfläche | 90 | 103 | 90 | 88 | — | — | 85 | — |
| 7) Ihr größter Durchmesser von vorn nach hinten | 52 | — | — | — | — | — | 46 | — |

1) Nach M. Hilzheimer, Wisent und Ur im K. Naturalienkabinett zu Stuttgart. Jahreshefte d. Ver. f. vaterl. Naturk. f. Württemberg. Jahrg. 1909. pag. 269.

| Radius | *Bison priscus* Bojanus | | | | | | | | *Bison americanus* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Jana | | | | Untere Tunguska | Balagansk | Umgegend von Irkutsk | | |
| 1) Länge des Radius an der Innenfläche | 350 | 346 | 337 | 310 | 399 | 342 | 338,5 | 331 | 322 |
| 2) Dieselbe an der Außenfläche | 336 | 334 | 331 | 302 | 327 | 337,5 | 327,5 | 314 | 314 |
| 3) Dieselbe an der Mittellinie der Vorderfläche: vom vorragendsten Punkte des proximalen Endes zum nächsten Punkte des vorderen Randes der Facette für das Os naviculare | 347 | 345 | 342 | 310? | — | — | — | — | 324 |
| 4) Größte Breite des proximalen Endes | 113,5 | 119 | 108? | 95? | 106,5 | 108,5 | 102 | 109 | 100 |
| 5) Größte Länge der proximalen Gelenkfläche in der Mittellinie | 99 | 107 | 100? | 88,5 | 96 | 99 | 94 | 97 | 90,5 |
| 6) Durchmesser ihres inneren Abschnittes, von vorn nach hinten | 52 | 54 | 52 | 45 | 48,5 | 47,5 | 48 | 51 | 45 |
| 7) Durchmesser ihres äußeren Abschnittes, von vorn nach hinten | 32 | 36 | 33 | 29 | 34,5 | 32,5 | 32 | 32,5 | 31 |
| 8) Durchmesser des Radius von vorn nach hinten im unteren Teile des obersten Drittels der ganzen Länge des Knochens | 42 | 38 | 38 | 34 | — | — | — | — | 34 |
| 9) Breite des Radiuskörpers in der Mitte der Länge | 62,5 | 61,5 | 64 | 48 | 54 | 53,5 | 49 | 52 | 53 |
| 10) Durchmesser von vorn nach hinten ebendaselbst | 42 | 39 | 39 | 34 | 98,5 | 101,5 | 95,5 | 96 | 33 |
| 11) Größte Breite des distalen Knochenendes | 102 | 107 | 103 | — | 90 | 92,5 | 90 | 89 | 90 |
| 12) Größter Querdurchmesser der distalen Gelenkfläche mit dem Ulnarteil zusammen | 96 | 104 | 98? | 86 | — | — | — | — | 89 |
| 13) Derselbe von ihrem inneren Ende bis zur Grenze zwischen den Facetten für das Os lunatum und triquetum | 77 | 80 | 78 | 67 | — | — | — | — | 69 |
| 14) Größter Durchmesser der distalen Gelenkfläche von vorn nach hinten | 62 | 62 | 58 | 50 | — | — | — | — | 51 |
| 15) Größte Länge der Ulna | 463 | — | — | — | — | — | — | — | 428 |
| | | | Kasan | | | | | | |
| 16) Länge des Olecranon, vom äußeren Ende seiner Artikulation mit dem Radius | 164 | 189 | 191 | — | — | — | — | — | 137 |
| 17) Dieselbe vom Processus coronoideus | 148 | 176 | 182 | — | — | — | — | — | 127 |
| 18) Größte Höhe (Breite) des Olecranon in der Gegend des Processus coronoideus | 101 | 124 | 122 | — | — | — | — | — | 88 |
| 19) Dieselbe am Ende des Olecranon | 81 | 97 | 97 | — | — | — | — | — | 76,5 |

| Tibia Tscherski pag. 150 | *Bison priscus* | *Bison americanus* | | | | | *Bis. europaeus* | | | *Bos primigenius* Scotia | *Bison* Hundsheim |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | ♂ | ♂ | ♂ | ♀ | ♀ | ♂ | ♂ | ♂ | | |
| Länge der Tibia an der Außenfläche: vom tiefsten Teile des halbmondförmigen Ausschnittes für die Artikulation mit dem hinteren Teile der Os malleolare (Rudiment der Fibula) bis zu einem Punkte der proximalen Gelenkfläche in der Hälfte der Länge des Querdurchmessers des Condylus externus | 397 | 340 | 361 | 352 | 310 | 308 | 390 | 329 | 390 | 432 | 445 |

| Irkutsker Gouvernement (*Bos primigenius*) | | | | | | *Bos primigen.* | *Bison* cf. *Schoetensacki*[1]) | | *Bison priscus* | *Bison* cf. *priscus* | | *Cervus elaphus* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Fluß Unga | Balagansk | Umgegend von Irkutsk | | Untere Tunguska | Fluß Unga | Scotia | Mosbacher Sand | | Hundsheim | Bammenthal | Worms[2]) | Mauer |
| | | | | | | | gerollt | frisch | | | | |
| — | 394,5 | 381 | 375 | — | — | 385? | 340 | 32,4 | 380 | — | 400 | 298 |
| — | 384,5 | 365,5 | 367,5 | — | 348,5 | 370 | 325? | 31,5? | 370? | — | — | 295? |
| — | — | — | — | — | — | 378 | 340 | 328 | 385 | — | — | 303 |
| 129,5 | 120,5 | 122 | 120 | 124,5 | 114 | 122 | 88? | 98 | 124 | 95 | 120 | 61 |
| 117 | 111,5 | 110 | 110,5 | 108,5 | 103,5 | 107 | 83? | 90 | 112 | 88 | — | 57 |
| 58 | 54,5 | 58 | 54,5 | 52 | 54 | 52 | 42 ca. | 50 | 57 | 44 | 62 | 29 |
| 43,5 | 35,5 | 35,5 | 37,5 | 39 | 36 | 35 | ? | 35 | 42 | 31 | — | 26 |
| — | — | — | — | — | — | 36 | 34,5 | 35? | 45 | 31 | — | 19 |
| 71,5 | 62,5 | 66,5 | — | 67,5 | 64,5 | 69 | 52 | 51 | 70 | 54 | 69 | 33 |
| — | — | — | — | — | — | 39 | 33 | 35? | 45 | — | 43 | 21 |
| — | 110 | 121 | 111 | — | — | 109? | 89? | 90 | 113 | — | 105 | 51,5 |
| — | 106,5 | 111 | 105 | — | — | 101? | 85? | 83 | 99 | — | — | 40,5 |
| — | — | — | — | — | — | 76 | 69? | 73 | 85 | — | — | 25 |
| — | — | — | — | — | — | 59 | ? | 54 | 63 | — | 65 | 29 |
| — | — | — | — | — | — | 481 | — | ? | 515 | — | — | — |
| — | — | — | — | — | — | 164 | — | — | ca. 194 | — | — | — |
| — | — | — | — | — | — | 150 | — | — | ? | — | — | — |
| — | — | — | — | — | — | 106 | — | — | ca. 108 | — | — | — |
| — | — | — | — | — | — | 91 | — | — | ca. 91 | — | — | — |

Ein auffallend kleiner Bisonte wurde von R. Owen aus einer Spaltenfüllung von Oreston, der Fundstelle des *Equus plicidens*, als „*Bison minor*“ auf pag. 497 der British fossil Mammals and Birds beschrieben und abgebildet. *Bison minor* ist, nach dem Metatarsale zu schließen, der kleinste fossile Bisonte, welcher bisher beobachtet wurde, zugleich ist er einer der geologisch ältesten Vertreter

1) *Bison Schoetensacki?* Radius. Mosbacher Sande, Museum Mainz.
Größte Länge 363 mm Maße der oberen Gelenkfläche =
Proximales Ende 104,5 × 51,5 98 × 46,5.
Mitte 51,7 × 32
Distales Ende 88,5 × 56,4

2) Hochterrasse des Adlerbergs bei Worms. Im Wormser Museum.

des Genus. *Bison Schoetensacki* von Mauer und „*Bison priscus*“ aus älterem Quartär von Clacton in England sind um etwa $^1/_5$ stärker als *Bison minor* Owen.

Wieviel plumper und kräftiger ein *Bison*-Metacarpus aus der Hundsheimer Höhle — Taubach-Zone — aussieht im Vergleich zu *Bison* cf. *Schoetensacki* aus Mosbach in Frankfurt, das zeigen uns die beiden Textfig. 45 u. 46. Leicht und zierlich gebaut ist auch der Metatarsus des *Bison Schoetensacki*, den ich Taf. IX [XXXVII], Fig. 1 abbilde. Eine hirschähnliche Behendigkeit muß den Waldbisonten aus Mauer, von wo dieser Metacarpus stammt, eigentümlich gewesen sein, während die Steppenbisonten der Lößzeiten typische Herdentiere mit gewaltigen Fettbuckeln und langem Wollhaarwaren, wovon uns auch die Abbildungen des paläolithischen Menschen Zeugnis ablegen. Die plumpe Gestalt und gewaltige Größe des Bisonten von Hundsheim wird auch deutlich aus den nebeneinander gestellten Abbildungen eines Radius von Mosbach (Koll. Freudenberg) und eines entsprechenden von Hundsheim. Siehe Taf. III [XXXI], Fig. 6 u. 7.

Fig. 45. *Bison europaeus* var. *priscus* Boj. $^8/_{15}$ nat. Gr. Metacarpus von Hundsheim.

Fig. 46. *Bison europaeus* cf. var. *Schoetensacki*. $^9/_{15}$ nat. Größe. Metacarpus von Mosbach.

Die Geschichte des europäischen Bisonten ist ein schönes Beispiel für allmähliches Größenwachstum einer Art, welches sich vom heutigen Tage an rückwärts bis ins Pliocän verfolgen läßt. Ihr Größenmaximum erreicht die Sippe der Bisonten in den Grassteppen der jüngeren Lößformation.

### *Bos primigenius* Bojanus.

Eine erneute Durchsicht der Hundsheimer Materialien, welche ich 1908 ausgrub, ließ mich den *Bos primigenius* erkennen als einen Bestandteil der Hundsheimer Fauna. Seine meist zerbrochenen Reste fanden sich mit einzelnen Knochen von *Ursus arctos* und *Machairodus* in der obersten Lehmzone des Hundsheimer Höhlenspaltes nahe seinem Ausgehenden. Diese Reste sind sämtlich schwächer und zierlicher gebaut als die großen *Bison*-Knochen. Ich wagte diese Reste erst dann als *Bos primigenius* zu bestimmen, als in Deutsch-Altenburg in einem der Hundsheimer Höhle ganz entsprechenden Höhlenschlauch gleichfalls *Bos*-Reste von sicherer Deutung zu Tage kamen, neben einigen anderen Formen, die in Hundsheim nicht festgestellt werden konnten, wie Löwe, Pferd, Damhirsch und Fuchs. Hier haben wir aber auch Hundsheimer Arten, wie *Rhinoceros Hundsheimensis*, *Cervus elaphus*, *Cervus*

*capreolus*, *Canis Neschersensis*, *Ursus arctos*, *Myoxus glis* feststellen können, während die Ziegen und Schafe, die in Hundsheim so überreich vertreten sind, in Deutsch-Altenburg überhaupt fehlen.

Wir haben die Hundsheimer Fauna als eine Bergfauna zu betrachten, die damit gleichaltrige von Deutsch-Altenburg aber als eine Fauna der Donauniederung. Dem sumpfliebenden *Bos primigenius* lauerte der Löwe auf in dem Ueberschwemmungsgebiete der jetzigen Donauhochterrasse, die als breite Erosionsfläche in ca. 20 m über der Donau sich bis Hainburg verfolgen läßt. *Machairodus* jagte auf den Höhen des Hundsheimer Berges den Ziegenherden nach, und was er übrig ließ, verspeisten die braunen Bären, die hier wie in Deutsch-Altenburg mit den Wölfen sich in die zurückgelassene Beute der Großkatzen zu teilen hatten.

Die Ueberreste des *Bos primigenius* aus Hundsheim verteilen sich auf folgende Stücke meiner Privatsammlung, deren Maße ich beifüge:

Ein distales Humerusende ist unten 105 mm bzw. 103 mm breit, über und entlang der Rolle. Die Breite und Tiefe eines Metatarsus beträgt 63 bzw. 60 mm. Die 1. Metatarsalphalanx ist 82 mm lang. Ihre größte Breite oben beträgt 38 mm, ihre Tiefe an gleicher Stelle 47. Die entsprechenden Maße in der Mitte und unten sind 33 (33) und 37 (28). Die 1. Metacarpalphalanx ist oben 42 mm breit, 47 mm tief, in der Mitte und unten 38 (36) bzw. 40 (37), wobei sich die ersten Zahlen auf die Breite, die zweiten, eingeklammerten aber auf die Tiefe beziehen. Ein Metacarpus des *Bos primigenius* aus Hundsheim hat 27 cm als größte Länge. Ober- und Unterende sind verletzt. Breite und Tiefe in der Mitte betragen 56 bzw. 35 mm.

Das wichtigste Stück von *Bos primigenius* ist ein in Deutsch-Altenburg im Steinbruche der Gebrüder Hollitzer gefundener und mit den anderen Resten von Werkmeister J. Kobliçek geborgener Unterkiefer. Die genaue Fundstelle habe ich im September 1913 besucht, nachdem 1912 durch Sprengarbeiten eine lößerfüllte Kammer ca. 30 m unter der Oberkante des Steinbruches in gleichem triadischen Kalkstein, wie er in Hundsheim ansteht, aufgeschlossen war. Die letzten Reste dieser nach unten sich erweiternden Kammer konnte ich 1913 an der Nordwand des Steinbruches beobachten in einer Höhe von ca. 205 mm über NN. Die Höhe der Steinbruchsohle über dem Bahngeleise wurde zu 20 m geschätzt. Etwa 5 m über der Sohle sah man von oben her 1—2 Spalten nach unten ziehen, die sich vereinigten und zu der lößerfüllten Kammer führten. Nur wenige Molluskenschalen und einige Unterkiefer von *Myoxus glis* konnte ich hier sammeln sonst war ich ganz auf die Schilderung des Werkmeisters angewiesen, der nicht genug seinem Erstaunen darüber Ausdruck geben konnte, daß man in dem kompakten Fels jene Knochenkammer anfahren konnte, zu der gar keine ebenen Zugänge hinführten. In der Kammer selbst habe Knochen an Knochen gesessen, die aber durch den Sprengschuß auseinandergeflogen und vielfach zerbrochen seien. Von dem schönen Unterkiefer des *Bos primigenius* gebe ich als Fig. 47 eine Textfigur in $^1/_3$ der natürlichen Größe.

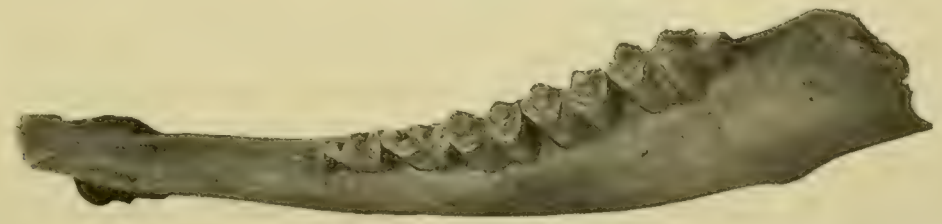


Fig. 47. *Bos primigenius* Bojanus. Linker Unterkiefer aus Deutsch-Altenburg. Original in Wien.

Für die Zuweisung dieses linken Unterkiefers zu *Bos* und nicht zu *Bison* ist die Gestalt des $M_3$ bezeichnend. E. Koken sagt über dieses Merkmal das Folgende in seiner Arbeit: Ueber fossile Säugetiere aus' China, Paläontolog. Abh. Bd. 3. Heft 1. 1885: „Besonders wichtig und bezeichnend ist aber die Stellung des hinteren Anhanges oder Talons zu dem übrigen Zahnkörper. Derselbe ist nämlich auf der Innenseite durch eine nur schwache Furche, die sich nach unten fast ganz verliert, vom hinteren Halbmonde abgesetzt und zugleich deutlich nach außen gebogen — ein Verhalten, welches ich bei *Bos* und *Bibos* nie, wohl aber bei den allerdings nicht sehr zahlreichen Gebissen von Bisonten, die ich untersuchen konnte, beobachtet habe."

Dieser Beobachtung kann ich ganz und voll zustimmen. Es liegen mir 2 Paare von *Bison*- und *Bos*-Zähnen in kaum angekautem Zustande vor. Vom altquartären *Bison* ein $M_3$ aus den Sanden von Mauer (durch Blatz) und ein jungquartärer Zahn aus dem Löß darüber (Geologisches Museum in Tübingen). Die Zähne von *Bison* haben sehr starke Kulissenstellung ihrer äußeren Zahnabschnitte, Besonders am Talon macht sich das bemerkbar. Die intakte Oberkante des Talons stößt in einem fast rechten Winkel an den äußeren hinteren Halbmond. Bei *Bos taurus* aus Torf und einem *Bos primigenius*-Zahn ($M_3$) aus den Schottern von Frankenbach stößt den Talon in einem sehr spitzen Winkel an den hinteren äußeren Halbmond infolge der viel geringeren Kulissenstellung. Betrachten wir den *Bison*- bzw. *Bos*-Zahn von der breiten Innenfläche, so wird das Kokensche Merkmal sichtbar (siehe oben). Die tiefe Furche bei *Bison* im Gegensatz zu *Bos* rührt daher, daß sich der Talon stärker nach oben und außen vorwölbt, als der übrige Zahnteil.

So ist auch Kokens Merkmal „des scharf abgesetzten und nach innen gebogenen spitz-dreiseitigen Talons" von *Bos* zu verstehen, das namentlich an schwach angekauten Zähnen deutlich wird. Ein *Bos primigenius*-Zahn ($M_3$) von Frankenbach zeigt diese Biegung nach innen sehr deutlich, während der Lößzahn des *Bison* von Mauer eine solche Biegung keineswegs aufweist, sondern ähnlich dem $M_3$ des Unterkiefers von Deutsch-Altenburg einen in der Zahnachse verlaufenden Talon besitzt und ein sekundäres Fältchen auf der Innenseite entwickelt. Stärker angekaute $M_3$ lassen sich nicht mehr nach dem Kokenschen Merkmal unterscheiden. Ich bin daher etwas unsicher geworden in der Bestimmung des als Textfig. 47 abgebildeten Unterkiefers als *Bos primigenius*. Auch E. Wüst konnte nicht immer das Kokensche Merkmal zur Entscheidung gebrauchen, wie er in seiner Arbeit über das Pliocän und das älteste Plistocän Thüringens pag. 323 Anm. 1 ausführt. Uebrigens ist Wüst noch der Ansicht, daß in Taubach nur *Bison priscus* vorkomme, während ich 1908 auch *Bos primigenius* hier (in Halle) feststellen konnte. Anhangsweise möchte ich auf den großen Unterschied im Verhältnis von Länge zur Höhe bei dem 3. unteren Molaren der Bisonten von Mauer (Sand und Löß) im Vergleich mit *Bos* hinweisen. Die größte Länge des intakten $M_3$ von *Bison Schoetensacki* aus Mauer zur größten Höhe des Talons beträgt 38 : 42 mm bzw. 50 mm der größten Höhe des Zahnes überhaupt. Vergleicht man damit den $M_3$ von Mauer (Löß), so ist die Länge des Zahnes im Vergleich zur Höhe = 34 : 40 mm bzw. 34 : 46. Sehr verschieden verhält sich dagegen ein *Bos taurus*-Zahn im gleichen Abkauungszustand: Länge = 33 mm, Höhe des noch intakten Talons = 43 mm. Also viel größere Höhe als Länge bei *Bos*.

Im folgenden bringe ich die Zahnmaße des *Bos primigenius* von Deutsch-Altenburg in Vergleich mit den entsprechenden Zähnen eines bedeutend älteren *Bison priscus* von Hundsheim. Die Originale sind im Wiener Hofmuseum.

| Maße in mm | *Bos primigenius* Deutsch-Altenburg | *Bison priscus* Hundsheim |
|---|---|---|
| Länge der Zahnreihe | 173 | 171 |
| $M_3$ Länge | 45 | 45,5 |
| $M_3$ Breite vorn | 17 | 23 |
| $M_3$ Breite Mitte | 16 | 20 |
| $M_3$ Breite hinten | 8 | 11 |
| $M_2$ Länge | 33 | 34 |
| $M_2$ Breite vorn | 18 | 23 |
| $M_2$ Breite hinten | 17 | 24 |
| $M_1$ Länge | 28 | 39 |
| $M_1$ Breite vorn | 18 | 21 |
| $M_1$ Breite hinten | 18 | 20 |

| Maße in mm | *Bos primigenius* Deutsch-Altenburg | *Bison priscus* Hundsheim |
|---|---|---|
| $P_4$ Länge | 25 | 23,5 |
| $P_4$ Breite | 14,5 | 15 |
| $P_3$ Länge | 23,5 | 19 |
| $P_3$ Breite | 13 | 12 |
| $P_2$ Länge | 15 | 15 |
| $P_2$ Breite | 10 | 9 |
| Dicke des Ramus unter $M_2$ | 37,5 | 43 |

Von *Bos primigenius* ist im Wiener Hofmuseum fernerhin eine zur vermessenen Mandibel gehörige Tibia, Femur und Os canon vorhanden.

| Maße in mm | Tibia von *Bison priscus* Hundsheim | Tibia von *Bos primigenius* Deutsch-Altenburg | | Femur von *Bos primigenius* |
|---|---|---|---|---|
| Größte Länge | 492,5 | — | 515 | 500 |
| „ Breite oben | 151,5 | — | 148 | 165 |
| Kleinste Breite des Schaftes | 62,5 | 59 | 67 | 54 |
| Größte Breite unten | 98 | 85 | 97 | 149 |
| „ Tiefe oben (schräg) | 155 | — | 153 ca. | 87 |
| Kleinste Tiefe des Schaftes | 47 | 41,5 | 48 | 61 |
| Größte Tiefe unten | 67 | 65 | 70 | 190 |

Zwei Astragali von *Bos primigenius*, Deutsch-Altenburg, haben die folgenden Maße: größte Länge (Höhe) = 96 (88), größte Breite oben = 73 (65), größte Breite unten = 68 (65), größte Tiefe oben = 57 (58), größte Tiefe unten = 57 (53).

Ein Humerus von *Bos primigenius* hat die folgenden Maße: größte Länge = 41 cm, Breite an der schmalsten Stelle des Schaftes = 61,5 mm, Tiefe ebenda = 72, größte quere Breite am Unterende = 118, größte Tiefe daselbst = 110.

Ein Radius von *Bos primigenius* (Deutsch-Altenburg 1912) hat als größte Länge 39 mm, größte Breite oben = 123, Tiefe daselbst = 60. Schmalste Stelle der Diaphyse = 60, Breite ebenda = 45. Breite des Unterendes = 113,5, Tiefe ebenda 78.

Ein Metacarpus vom gleichen Tier(?) ist 246 mm lang, oben 95 mm breit, ebendaselbst 55 mm tief. Breite in der Mitte = 55,5, Tiefe = 36. Breite unten = 88, Tiefe unten = 48,5. Ein Metatarsus mißt oben 68 mm Breite und 65 mm Tiefe, in der Mitte des Schaftes 41 mm Breite und 43 mm Tiefe.

Nach Niederschrift dieser Zeilen nahm ich eine Freilegung des Talons vom $M_3$ des fraglichen *Bos primigenius*-Unterkiefers aus Deutsch-Altenburg vor. Es ergab sich hierbei, daß der fragliche *Bos* einen einwandfreien *Bos primigenius* vorstellt. Die Höhe des Talons von $M_3$ beträgt 55 mm. Es liegt also ein ganz wenig angekauter Zahn vor, der das Kokensche Merkmal deutlich erkennen läßt. Der für *Bos* bezeichnende Mangel einer Auswärtsbiegung des Talons mit zunehmender Annäherung an die Kaufläche ist mit aller Schärfe wahrzunehmen. Im Gegenteil findet eine Einwärtsbiegung statt, wie ich das auch an einem postglazialen Zahn von *Bos primigenius* aus dem Hohlefels bei Hütten (Aus-

grabungen von R. R. Schmidt) beobachtete. Das Verhältnis von Länge des $M_3$ zur Höhe seines Talons zeigt weitgehende Uebereinstimmung in beiden Zähnen:

| | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *Bos taurus* (Torf) | Länge | oben | zur | Höhe | hinten | 32 : 45 | = 0,71 |
| „ (Hohlefels) | „ | „ | „ | „ | „ | 38 : 48 | = 0,79 |
| „ (Deutsch-Altenburg) | „ | „ | „ | „ | „ | 46 : 55 | = 0,83 |
| „ (Frankenbach) | „ | „ | „ | „ | „ | 37 : 40 | = 0,92 |
| „ (Neuhausen, Bohnerz) | „ | „ | „ | „ | „ | 40 : 43,5 | = 0,92 |

Diese Bovidenzähne sind nach zunehmendem geologischen Alter geordnet. Am Ende der Reihe steht ein Bovide, der von Schlosser (Die Säugetiere der süddeutschen Bohnerzformation) als *Bos etruscus* bezeichnet wird. Es zeigt sich das überraschende Verhalten einer allmählich erfolgenden Verkürzung des $M_3$ in mesodistaler Richtung, die mit einer Verlängerung des Zahnes in vertikalem Sinne einhergeht. Den Grund zu dieser Veränderung erblicke ich in einem Uebergang der Lebensweise des *Bos primigenius* vom Steppen- oder Buschwaldbewohner zum Sumpfbewohner des europäischen Westens. Bei *Bison* ist diese Entwickung nicht eingetreten. Er erreichte als Steppenbewohner seine höchste Blüte und verkümmert heute als Waldbewohner. Der $M_3$ spiegelt diese Vorgänge wieder.

### *Cervus elaphus* L.

Nicht allzu häufig sind die Reste des Edelhirsches in der Höhle von Hundsheim. Das beste Stück, außer einigen Knochen und Gebißfragmenten junger Tiere, ist eine linke Abwurfsstange (Taf. IX [XXXVII], Fig. 3). Es ist ein typischer *C. elaphus*, mit dem auch die Zähne übereinstimmen. Sie gleichen denen des jetzt noch in Ungarn lebenden Rothirsches. Damhirsch ist in Hundsheim[1]) nicht gefunden worden, so wenig wie Riesenhirsch und Pferd. Es liegt hierin ein Hinweis, daß jene Bewohner der Ebene nicht in die Höhle, hoch oben am Bergabhang, hineingeschleppt wurden, sondern nur die Tiere des Gebirges, wie besonders Reh und Ziege. Das Auftreten des Rhinoceros ist nur scheinbar ein Widerspruch. Es muß als ein gelegentliches Bergtier angesehen werden, wie denn auch in Abessinien das Nashorn in die Grassteppe und in die hohe Almenregion emporsteigt. Von Elefant, *Hystrix* etc., die gleichfalls als Bewohner der Steppe anzusehen sind, fanden sich so geringe Reste, daß sie als verschleppt gelten dürfen. Auf eine Verschleppung durch Raubtiere deutet auch die relativ große Zahl einzelner Fußknochen des Edelhirsches. Ein jugendlicher Metatarsus ist 267 mm lang. Er rührt gleichfalls von einem Beutetier her. Die geologisch ältesten Ueberreste des Edelhirsches in Hundsheim sind: 2 Rosenstöcke von besonders starker Imprägnierung mit kohlensaurem Kalk und von außerordentlicher Stärke. Die Stirnbeinfortsätze sind 5,5 cm hoch, bei 3,6 cm Durchmesser.

Aus den unten angeführten Maßen von Hirschzähnen verschiedener Quartärhorizonte geht hervor, daß in Mosbach starke Hirsche vorkommen. Pohlig würde sie als *C. elaphus primigenii* bezeichnen, wie diese im jüngeren Lößniveau, zahlreichen Höhlen und sogenannten Interglazialbildungen (Rixdorf und obere Travertine von Weimar, nach Pohlig) vorkommen. Im Sand von Mauer haben wir nicht die starken Formen von Mosbach (pro parte), was uns an die Größenunterschiede erinnert, die wir für die Bisonten und Rehe von Mosbach nachgewiesen haben. Die Mosbacher Edelhirschzähne zeigen im Unterschiede zu den sogenannten Elaphinen von Süßenborn, an dessen Molaren E. Wüst zum Teil starke Kulissenstellung beobachtet hat, keine formelle Abweichung vom Edelhirsch. In ihrer Größe zeigen sie gute Uebereinstimmung mit dem ungarischen Rothirsch. *C. elaphus antiqui* Pohlig

1) Wohl aber in Deutsch-Altenburg, siehe unten.

von Taubach ist nach den von Wüst a. a. O. pag. 312 mitgeteilten Maßen stärker als *C. elaphus* von Hundsheim, wie denn überhaupt das Hundsheim-Kronstädter Faunengebiet von jenem der thüringischen Travertine sich durch zahlreiche Rassen- und Artverschiebungen unterscheidet.

| Fundort | Mandibelramus zwischen $M_2$ u. $M_3$ | | $M_1$ | | $M_2$ | | $M_3$ | | Sammlung |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Höhe | Breite | Länge | Breite | Länge | Breite | Länge | Breite | |
| Süßenborn | 41 | 28 | 26 | 16,5 | 29 | 25 | 37 | 15 | Halle |
| „ | — | — | 24 | 15,5 | 16,5 | 16,5 | 35,5 | — | „ |
| Mosbach | — | 27 | — | — | 26 | 17 | 36 | 17,5 | „ |
| „ | 45 | 21 | 19 | 13 | 23 | 16 | — | — | „ |
| Mauer | 47 | 21 | 20 | 14 | 23 | 16 | 30 | 14,5 | Straßburg |
| Heppenloch | 40—42 | — | 21—23 | 13—14 | 23,6 | 16 | 30 | 15 | Stuttgart |
| Hundsheim | — | — | — | — | 22,5 | 13 | 30,5 | 15 | Wien |
| „ | — | — | — | — | 23 | 12 | — | — | „ |
| „ | — | — | — | — | 22 | 15 | — | — | „ |
| „ | — | — | — | — | 22 | 13 | — | — | „ |
| Ungarn rez. | 43 | 21 | 17 | 13 | 25 | 14 | 31 | 14 | Weinheim |
| Val di Chiana | 47 | 18 | 17 | 13 | 23 | 13 | 33 | 13 | Basel |

| In mm | Länge | Breite | |
|---|---|---|---|
| $D_1$ | 12,5 | 6,5 | Milchgebiß des Unterkiefers von *C. elaphus*, Hundsheim |
| $D_2$ | 19 | 9 | |
| $D_3$ | 23 | 12 | |

| Obere Molaren: Fundort | $M_1$ Länge | $M_1$ Breite | $M_2$ Länge | $M_2$ Breite | $M_3$ Länge | $M_3$ Breite | Sammlung |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Süßenborn | 25,5 | 24 | 27,5 | 27 | 26 | 25,5 | Halle |
| Taubach | 26 | 25,5 | 26 | 24 | 24 | 24,5 | „ |
| Hundsheim | 22 | 23 | 23 | 24 | 25 | 25 | Wien |
| Heppenloch | 20 | 20 | 25 | — | 26 | 27 | Stuttgart |
| „ | 21 | 22 | 24 | 25 | — | — | „ |
| „ | 23 | 24 | — | — | 24,5 | 23 | „ |
| „ | 19,5 | 20 | 24 | 24 | 25,5 | 25 | „ |
| „ | — | — | 24 | 25 | — | — | „ |
| „ | 24 | 22 | 25,5 | 25 | 24 | 25 | „ |
| Achenheim | 20 | 23 | 22,8 | 24 | — | — | Tübingen |

| Untere P Fundort | $P_2$ Länge | $P_2$ Breite | $P_3$ Länge | $P_3$ Breite | $P_4$ Länge | $P_4$ Breite |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Heppenloch | 13 | 8 | 19 | 11 | 20 | 11,5 |

| Obere P Fundort | $P^2$ Länge | $P^2$ Breite | $P^3$ Länge | $P^3$ Breite | $P^4$ Länge | $P^4$ Breite |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Heppenloch | 16,5 | 14 | 16,5 | 16,5 | 16,5 | 19 |

Der Edelhirsch ist so gut wie Steinbock und *Bison* seit dem Pliocän in Europa eingebürgert. Als seine direkten Vorfahren haben wir den von A. Bravard [1]) abgebildeten *Cervus Perrieri* und *C. issiodorensis* anzusehen. Abgesehen von den Vorkommnissen dieser Oberpliocän-Hirsche in Südfrankreich, kennt man eine entsprechende Art in den gleichaltrigen Ablagerungen des oberen Arnotales. Denken wir uns einen Elaphinen des *Perrieri*-Typus einen Eissproß über dem Augsproß entwickeln, wofür in *C. issiodorensis* eine Andeutung vorhanden ist, so hat sich der Uebergang zu *C. elaphus* vollzogen. Kronen- oder Becherbildung, die wir übrigens von den altquartären Hirschen des Mosbacher Sandes noch nicht kennen, würde das Bild des erstarkten Hirsches unserer Wälder vervollständigen. Auf Taf. IX [XXXVII], Fig. 4 bringe ich die Abbildung einer Anzahl von Edelhirschstangen aus den

1) Auguste Bravard, Recherches sur les ossemens fossiles du Département du Puy-de-Dome 5. Livraison. Cerfs des Terrains meubles.

Sanden von Mosbach. Mit diesen Geweihen stimmt auch recht gut der Edelhirsch von Tiraspol aus altquartärem Schotter in Südrußland überein, den M. Pavlow[1]) kürzlich abgebildet hat.

Die Hochterrasse von Steinheim a. d. Murr in Württemberg lieferte dem Naturalienkabinett in Stuttgart den geologisch ältesten Kronenhirsch neben dem ältesten Renntier, das bisher gefunden wurde[2]).

Auch die Edelhirschstange von Hundsheim, deren Fundschicht wir dem älteren Lößniveau zugewiesen haben, besitzt eine mehrzinkige Krone. So ist Vergrößerung und Bereicherung des Kopfschmuckes eines der phylogenetischen Ziele, nach welchem ein Tierstamm hinstreben kann. Der Durchmesser der Rose beträgt bei dem Hundsheimer Edelhirsch 72 mm (in der Richtung des Augsprosses) und 63 mm senkrecht zu dieser Richtung. Die größte Länge der Abwurfstange mißt 60 cm. Rechts davon wurde der obere Teil einer Stange des *C. elaphus* aus jüngerem Löß von Wylen dargestellt, welche im Basler Museum aufbewahrt wird. Zwischen beiden sind ein oberer P des glazialen *Cervus spelaeus* aus der Ofnet (Tübingen) in etwa $^2/_3$ nat. Größe und ein Metatarsus des Hirsches von Mauer (Darmstadt) in $^2/_5$ nat. Größe dargestellt.

Das Stangen-Oberende aus Löß von Wylen (Sodafabrik) wurde mir durch die Güte des Herrn Dr. Stehlin zur Untersuchung überlassen. Es stammt allem Anscheine nach aus verschwemmtem jüngeren Löß und ist somit dem Geweihstumpf aus interglazialen Kiesen Westpreußens (Rixdorfer Stufe) annähernd gleichaltrig, mit dem es in der Stärke gut übereinstimmt.

Gehen wir zu dem durch Wüsts Untersuchungen (l. c.) besonders bekannt gewordenen Fundorte Süßenborn bei Weimar über, so sind hier zwei Hirschformen zu erwähnen, von denen aber keine einen typischen *C. elaphus* darstellt. Die eine größere Form, von der jetzt im Museum zu Weimar schöne Reste (Cranium mit Hörnern bis zum Mittelsproß) aufbewahrt werden[3]), wurde bereits von Pohlig (l. c.) als von Taubach stammend (mit *Alces latifrons*) abgebildet unter der Bezeichnung *C. (elaphus) antiqui* (pag. 239). Tatsächlich handelt es sich, wie vielleicht auch bei dem Rest aus der Kirkdale cave[4]), um einen Geweihstumpf eines Elaphinen aus der Verwandtschaft des im Forestbed häufigen *C. verticornis* Dawkins bzw. seines französischen Vetters, des *C. Carnutorum* Laugel (Gervais, Zoologie et Paléontographie française, pag. 84—85. t. 26). Ob dieser Hirsch direkt an der Abkunft des europäischen Edelhirsches beteiligt ist, scheint mir sehr zweifelhaft, da der von Laugel abgebildete obere Molar Elchcharaktere besitzt. Zudem tritt ja, wie später gezeigt werden soll, *C. verticornis* mit wirklichen Edelhirschen im tiefen Forestbed auf, wie mich das Studium der Stangen im British Museum gelehrt hat. Doch davon soll später die Rede sein. — E. Wüst hat die Hirschreste des Süßenborner Kieses, die mit den starken Elaphinen des Mosbacher Sandes Verwandtschaft haben sollen, näher untersucht (l. c. pag. 310—322) und einige Zahnreihen zur Abbildung gebracht (t. 8 f. 1—4; t. 9 f. 1—3). Sein Ergebnis (pag. 319 oben) lautet: „Soweit man nach den wenigen Zahnresten von Mosbacher Elaphinen, die ich untersucht habe, urteilen kann, ist der Süßenborner Elaphine mit dem größeren der beiden Mosbacher Elaphinen identisch. Ist dieser Schluß richtig, so ergibt sich weiter, daß der größere

1) Marie Pavlow, Selénodontes posttertiaires de la Russie. Mém. de l'Acad. St. Pétersbourg. Sér. 7. T. 20. No. 1. t. 1 f. 8.

2) Neue fossile Cervidenreste aus Schwaben. Jahreshefte d. vaterl. Vereins f. Naturk. in Württemberg. Bd. 66. 1910. pag. 327—335.

3) Vgl. W. Soergel, *Rangifer* cf. *tarandus* aus den Schottern von Süßenborn bei Weimar. Centralbl. f. Min. 1911. pag. 457—461.

4) Owen, British fossil Mammals. pag. 485 (*C. Bucklandi*). Zusammen *Elephas antiquus* und *Hippopotamus amphibius* (im British Museum, cfr. Falconer, Palaeontological Memoirs. Vol. 2) gefunden.

der beiden Mosbacher Elaphinen nicht zu *C. (E.) canadensis* Erxl. gehört, zu dem ihn Sandberger, Koch, Andreae und Kinkelin gestellt haben."

Sehr wichtig scheint mir das Ergebnis seines Vergleiches der Süßenborner Zähne mit den Taubacher Stücken zu sein: „Die Zähne des *C. (E.) antiqui* Pohlig (zu denen auch der Elaphine vom Heppenloch [siehe Maßtabelle] zu stellen sein wird) aus dem Weimar-Taubacher Kalktuffe (II. Interglazial), über die Pohlig (l. c.) einige Angaben gemacht hat und von denen er (t. 26 f. 12—16; t. 27, f. 16—21) eine Anzahl von Stücken abgebildet hat, sind von denen der Süßenborner Zahnreihen sehr verschieden. Sie sind — meist wesentlich — kleiner und im allgemeinen mit schwächer gerunzeltem Schmelze versehen als die Süßenborner. Die beiden Prismen der Taubacher Molaren sind weniger kulissenartig gegeneinander verschoben, als die Süßenborner . . . An den Taubacher Oberkieferprämolaren fällt im Gegensatz zu den Süßenbornern eine häufig recht komplizierte Fältelung der Innenlamelle in der vom Sporn abgeteilten Ecke auf . . . Die Rixdorfer Zähne weichen nur durch erhebliche Größe von entsprechenden des rezenten *C. (E.) elaphus* Lin. ab. Aehnlich, aber mit größeren Basalpfeilern sind die Molaren eines Mosbacher Unterkieferfragments."

Was die Hundsheimer Zähne betrifft, so stimmen diese ganz mit dem rezenten Edelhirsch überein. Leider liegt kein vollständiges Gebiß von diesem Fundorte vor, so daß die wichtige Verhältniszahl der Länge des $P_1$, ausgedrückt in Prozenten der Länge des $M_1$, nicht genommen werden konnte. Sehr wichtig sind hierfür die Hagmannschen Messungen [1]).

Dieser Vergleich (E. Wüst pag. 315 oben) erlaubt Wüst, folgenden Schluß zu ziehen: „Jedenfalls zeigt sich aufs deutlichste, daß sich der Süßenborner Elaphine hinsichtlich des Größenverhältnisses zwischen $M_1$ und $P_1$ ganz abweichend von *C. (E.) canadensis* Erxl.) verhält.

Die weiteren Unterschiede der Süßenborner Elaphinen, so besonders andere Längen- und Breitenmaße und Verschiedenheiten im Bau der Schmelzkrone, können nicht alle hier aufgeführt werden.

Jedenfalls aber ist das Gehörn der Süßenborner Elaphinen so stark verschieden von dem der Edelhirsche des Mittel- und Jungquartärs — der hoch abgesetzte Augsproß, Fehlen des Eissprosses, oben Verflachung, die auf Kronen- oder Schaufelbildung schließen läßt — daß sie nicht recht in eine Nebenreihe zu stellen sind; dies um so mehr, als in den gleichaltrigen oder noch etwas älteren Sanden von Mauer und von Mosbach nur typische Elaphinengehörne vorkommen, die mit denen von Süßenborn gar nichts zu tun haben. Sehr wichtig scheint es mir zu sein, daß gerade zwischen den später zu besprechenden Forest-Elaphinen (*Cervus verticornis* typus) und den Hirschen von Süßenborn nähere Beziehungen bestehen, als zu den Hirschen von Mosbach und Mauer. Hier haben wir eine entschieden südliche Facies vor uns, während in der Nähe des nordischen Inlandeises, das damals schon bis Schonen vordrang, eine ganz andere Tierwelt herrschte, als in den gletscherfernen Gebieten der Oberrheinischen Tiefebene.

Bis auf weiteres möchte ich an eine Beziehung zwischen dem großen Hirsch von Süßenborn und dem *Cervus verticornis* Dawkins [2]) aus dem Forestbed glauben. Es bleibt indessen die Beschreibung der Hirschzähne der Savin-Collection aus dem Cromer Forestbed abzuwarten, die vom British Museum gekauft worden ist. Einstweilen ist man auf den Vergleich der Geweihe angewiesen.

Die Beziehung des großen Süßenborner Hirsches zu *C. Carnutorum* Laugel scheint mir weniger

1) G. Hagmann, Die diluviale Wirbeltierfauna von Vöklinshofen (Oberelsaß). I. Teil. Raubtiere und Wiederkäuer mit Ausnahme der Rinder. Abh. z. geol. Spezialkarte von Elsaß-Lothringen. N. F. Heft 3. 1899.

2) Boyd-Dawkins, The British pleistocene Mammalia. Part 4. British pleistocene Cervidae. Palaeontographical Society. 1886. pag. 22—29.

eng zu sein, als die zwischen der Süßenborner Form und jener aus dem Forestbed. Bildet doch LAUGEL[1]) einen oberen Molaren von *C. Carnutorum* aus dem Kies von St. Prest ab, der in dem Vorhandensein einer Schmelzinsel im vorderen inneren Halbmond gut mit *Alces machlis*, wie auch mit *Alces latifrons* (von Mauer; Heidelberg, Geol. Inst.) übereinstimmt. Hingegen liegen in der Sammlung der École des Mines zu Paris, wo mir Monsieur LAVILLE — der neueste Erforscher der Sande von St. Prest — freiwilligst die Materialien des *C. Carnutorum* zur Untersuchung überließ, auch untere Prämolaren vor (ein hinterster und ein mittlerer P), die gar nicht zu *Alces*, wohl aber zu einem großen Elaphinen passen. Ein solcher liegt auch in wenigstens zwei Stangenfragmenten vor, und ist weniger durch seine Größe, die dem *C. Carnutorum* nicht nachsteht, als vielmehr hinsichtlich der Bezahnung durch die Ausbildung der Schmelzfalten der Innenwand von *Alces* verschieden. Diese sind von dem Süßenborner großen Elaphinen, dessen Zähne E. WÜST abbildet, nicht sehr verschieden. Es scheint mir das Richtigste zu sein, wenn man die beiden Unterkieferprämolaren mit den Gehörnresten von starker Längsstreifung vereinigt, die durch den Besitz eines unten absetzenden kräftigen Eissprosses (?) und eines kleinen, dicht über der Rose befindlichen Augsprosses (?) ausgezeichnet sind. Sie tragen die Bezeichnung O. 2. 17. Die als *C. Carnutorum* zu deutenden Reste sind zum Teil als O. 2. 16 bezeichnet (Catalogue O. 3 Coll. d'ossemens fossiles trouvés dans la sablière à St. Prest). LAUGEL glaubte, außer *C. Carnutorum* noch 3 andere Species von St. Prest-Hirschen unterscheiden zu können, die ich gleichfalls unter dem Material in der École des Mines glaubte unterscheiden zu können. Es sind dies außer *Cervus Carnutorum C.* cf. *issiodorensis* (der primitive Elaphine von St. Prest und zum Teil vom Forestbed), *C.* cf. *Perrieri* und *C.* cf. *Etuerianum.*

Der untere (Aug-?)Sproß kurz über der Rose bei den genannten beiden St. Prest-Hirschen dürfte dem kleinen „tubercle" entsprechen, den DEPÉRET[2]) an dem (untersten) Basilarsproß des *Cervus issiodorensis* CROIZET erwähnt, und ebenso dürfte ihm der kleine Sproß äquivalent sein, den POHLIG als wichtiges Merkmal der altdiluvialen Edelhirsche von Süßenborn anführt und abbildet[3]). POHLIG deutet diesen tief angesetzten kleinen Sproß als rudimentären Augsproß. Damit aber, daß dieser Sproß rudimentär sei, kann ich nicht übereinstimmen, er scheint mir vielmehr erst in der Entwicklung begriffen zu sein. Auch mit der Deutung des untersten kleinen Sprosses als Augsproß kann ich mich nicht einverstanden erklären. Er scheint mir physiologisch eher einer Neubildung zu entsprechen, ist jedoch hier wie auch bei den St. Prest-Hirschen unter dem Augsproß entwickelt. Der erste (Augsproße) scheint mir gewissermaßen noch wenig fixiert und so tritt bei Stangen mit hoch ansetzendem Augsproß die durch Verletzung? entstandene Neubildung unter demselben[4]), bei solchen mit tief angesetztem Augsproß, wie bei Edelhirsch und Damhirsch, über demselben[5]) auf.

1) M. LAUGEL, La faune de Saint Prest, près Chartres (Eure-et-Loire). Bulletin de la Société géologique de France. 1861—62. pag. 711—713 (über *Megaceros Carnutorum*). Hier wird die Aehnlichkeit der oberen Molaren mit *Alces* (élan) treffend hervorgehoben und die Verschiedenheit von *Euryceros* betont. Auch LARTET (bei DE GERVAIS) möchte ihn eher zu Elen stellen. P. GERVAIS bildet (Zoologie et Paléontologie, t. 16. pag. 84—85) ein Schädelfragment ab. FALCONER bespricht die Reste von St. Prest in Palaeontological Memoirs. Vol. 2. pag. 195—196.

2) CH. DEPÉRET, Sur les Ruminants d'Auvergne. Bull. de la Soc. géol. Sér. 3. T. 12. pag. 264.

3) H. POHLIG, Ueber zwei neue altplistocäne Formen von *Cervus*. Monatsber. d. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 5. 1909. pag. 252. f. 2: *Cervus (elaphus) trogontherii* POHLIG.

4) Diesen Fall beobachtete ich auch bei *Cervus Carnutorum.* (École des Mines.)

5) OWEN (Brit. foss. Mamm. pag. 472) bildet bei einer alten *Elaphus*-Stange mit Aug- und Eissproß und 11-zackiger Krone kurz über dem Aug-sproß auf der Außen(?)-Seite ein kleines Zäckchen ab, von dem ich auch bei *C. elaphus* von Mosbach Andeutungen gefunden habe. Es hat dieser Sproß ebensowenig Bedeutung für die Hauptsproßentwicklung, wie bei *C. issiodorensis* bzw. bei den Elaphinen von St. Prest.

Auch E. Wüst[1]) hat den kleinen Hirsch von Süßenborn schon gekannt, jedoch nur nach Zähnen, nicht nach Geweihen, die bisher nur von Pohlig abgebildet wurden: die größere Form als *C. (elaphus) antiqui*, die kleinere als *C. (elaphus) trogontherii*.

Wüsts Feststellung lautet: „Ich halte es weniger auf Grund der Größenunterschiede, die Geschlechtsverschiedenheiten sein können, als auf Grund der Formunterschiede für wahrscheinlich, daß außer dem großen Elaphinen, dem die vollständigeren Zahnreihen angehören, noch ein *C. (E.) elaphus* Lin. näher stehender Elaphine durch Zähne vertreten ist."

### *Cervus* cf. *dama vulgaris* Brook.

Auf den Damhirsch glaube ich eine Anzahl von Knochen aus dem Höhlenlöß von Deutsch-Altenburg beziehen zu sollen, die wesentlich kleiner sind als die Ueberreste des Edelhirsches vom gleichen Fundort. Es kommen nämlich auch Reste des typischen *Cervus elaphus* in Deutsch-Altenburg vor, dessen Zähne und Extremitäten ganz mit den entsprechenden Teilen aus Hundsheim übereinstimmen. So ist ein unterer $M_2$ (*Dama*?) von Deutsch-Altenburg (Textfig. 50) 24 mm lang und 14 mm breit, während entsprechende Zähne von Hundsheim ganz ähnliche Maße haben. Jedoch ein Astragalus aus Deutsch-Altenburg ist durch seine geringen Dimensionen von allen anderen Sprungbeinen des Edelhirsches unterschieden und zeigt nur Uebereinstimmung mit einem Astragalus, den Depéret von Villefranche sur Saône aus einem mitteldiluvialen Schotter mit *Rhinoceros Mercki* etc. abbildet (Études sur les gîtes minéraux de la France. Les terrains tertiaires de la Bresse et leurs gîtes des lignites et de minerais de fer., Atlas. Paris 1903. t. 19 f. 5 „*Cervus elaphus*"). Vom Hundsheimer Analogon gebe ich eine Abbildung in Textfig. 49.

Es wäre nicht erstaunlich, wenn sich der Astragalus von Villefranche als *Dama* bestimmen ließe, wozu freilich ein umfangreiches Material gehören würde. Sind doch auch in gleichaltrigen Ablagerungen Frankreichs mehrfach *Dama*-Reste bekannt geworden. Zu der kleinsten Rasse von der Größe des Damhirsches unserer Parks gehören die Funde aus den Höhlenbreccien des Mittelmeergebietes. So werden *Dama*-Reste von Busk aus Gibraltar, von Rivière und Gastaldi[2]) aus Italien angeführt. Am besten studiert sind die *Dama*-Reste aus den Pyrenäen. E. Harlé beschrieb ein Daim quaternaire de Bagnères-de-Bigorre (Hautes Pyrenées). Frossard sammelte hier eine Mandibel, deren Zahnmaße zwischen Reh und Edelhirsch stehen. Der $M_3$ ist nach Harlé von charakteristischer Gestalt durch die Bildung seines Lobus tertius. Die Länge der P und M beträgt von vorn nach hinten 11, 11,5, 13, 17, 18,5, 24. Die gesamte Zahnreihe ist 96 mm lang. Hiernach dürfte unser Zahn ($M_1$ oder $M_2$) nicht hierher gehören. Die Stellung in der Größe zwischen Reh und Edelhirsch trifft aber zu für den Astragalus, für einen Metacarpus und eine Scapula. Die Durchmesser der Gelenkpfanne des Schulterblattes betragen in der Richtung des Acromions und senkrecht dazu 43 und 40 mm. Die Breite des Collums mißt 34 mm, seine Tiefe beträgt 19 mm. Der Metacarpus ist 236 mm lang im Maximum. Breite und Tiefe oben: 36 : 27 mm, in der Mitte 19,5, Tiefe ebenda 21. Breite und Tiefe des Distalendes betragen 34 und 24 mm. Vom Val di Chiana lag mir aus dem Basler Museum ein Metatarsale eines kleinen Damhirsches vor mit der Bezeichnung Ch. 156. Es gehörte einem jungen Tiere an.

Die Länge bis zur distalen Epiphyse (also ohne die Gelenkrollen am Unterende) beträgt 19,7 cm.

1) l. c. pag. 321.

2) Eine Kopie des *Cervus (Dama) Gastaldii* Pohlig gibt dieser Autor in: Die Cerviden des thüringischen Diluvial-Travertines etc. Palaeontographica. Bd. 39. 1892. pag. 241 (III. *Cervus dama*).

Die Breite und Tiefe des Oberendes beträgt 30 bzw. 34 mm. Die Breite und Tiefe in der Mitte mißt 16 bzw. 20 mm.

Die Fauna des Val di Chiana hat große Aehnlichkeit mit der von Taubach. Die im Basler Museum befindlichen Reste wurden mir durch das liebenswürdige Entgegenkommen von Herrn Dr. Stehlin zur Bestimmung anvertraut und nach Tübingen gesandt. Es sind dies folgende Arten: *Cervus euryceros, C. dama, C. elaphus, C. Gmelini* Frdb. *C. capreolus, Bison priscus, Bos primigenius, Elephas antiquus, Rhinoceros Mercki, Castor fiber* (nach Bosco), *Felis leo.*

Die zweite Rasse des Damhirsches ist durch *Cervus somonensis* Cuvier repräsentiert, die mit *Cervus clactonianus* Falconer = *Cervus Browni* Boyd Dawkins ident sein dürfte. Es sind dies mittelgroße Damhirsche mit sehr schwacher Schaufel, in ihren Jugendstadien an Elaphinen erinnernd. Die Unterschiede von *Cervus elaphus* L., der gelegentlich auch mit abgeplatteter Krone, wie in Mauer, vorkommt, habe ich ausgeführt im Neuen Jahrbuch für Mineralogie, 1913, im Referat über die Arbeit von A. Wurm, Beiträge zur Kenntnis der diluvialen Säugetierfauna von Mauer a. d. Elsenz, III. Ueber einen Cervidenrest aus den Sanden von Mauer bei Heidelberg (Jahresber. u. Mitteil. d. Oberrh. Geolog. Vereins. pag. 58—61. t. 4 u. 5). Ich führte dort das Folgende aus: „In den Sanden unter der Lehmbank fanden sich zu verschiedenen Zeiten die beiden zusammengehörigen, schädelechten Stangen eines Rothirsches (Zwölfenders). Die Stangen sind durch ihre Abplattung bemerkenswert. Eine Beziehung zu *Cervus Browni* Dawkins (British Pleistocene Mammalia. VI. British Pleistocene Cervidae. Palaeontographical Society. 1887), welche Wurm annimmt, ist entschieden nicht vorhanden, denn 1) sind an der Rothirschstange von Mauer Aug- und Eissproß dicht übereinander entwickelt; 2) steht die Rose an dem Hirsch von Mauer senkrecht zur Geweihachse, während sie beim Damhirsch schief zu ihr steht; 3) ist die Hauptsprosse der Schaufel des Mauer-Hirsches nach rückwärts gelagert, während sie bei *Dama* nach vorn steht und die Sekundärsprossen der Schaufel nach rückwärts abgiebt."

Es ist *Cervus somonensis* Cuvier (Recherches sur les ossemens fossiles. t. 167 f. 19 A u. B) von *Cervus Browni* Dawkins (l. c. t. 4 f. 4) kaum zu unterscheiden, wenn, von unten gezählt, ein dritter Sproß eingeschaltet wird in die fehlende Partie des Cuvierschen Originals von Abbeville. Ich besichtigte das Stück im Museum von Paris und fand, daß sein Erhaltungszustand, der weiß und leicht ist, wohl dem eines mittel- oder jungdiluvialen Fossiles gleichkam (um ganz allgemein zu sprechen) und wohl auch aus einer Terrasse mit Moustérien-Industrie gehoben wurde. Ein entsprechendes Alter hat *Cervus Browni* (jüngere *antiquus*-Stufe). Cuvier bildet auf t. 164 f. 35 einen jungen rezenten Damhirsch ab, der ganz den Zustand der Geweihentwicklung rekapituliert, welcher sich bei *Cervus Savini* Dawkins t. 3 f. 3 als Endstadium individueller Entwicklung findet. *Cervus somonensis* wird von Gervais, Recherches sur l'ancienneté de l'homme (ebenso in Zoologie et Paléontologie française) auf t. 17 f. 4 in $^1/_3$ nat. Größe von Pédémar aus einer Knochenbreccie beschrieben, welche *Rhinoceros Mercki* und *Equus* geliefert hat (vgl. ebenda pag. 75). Eine nähere Prüfung dieser Schaufel zeigte ihre Identität mit *Cervus (euryceros) Belgrandi*, insbesondere mit der Stange von Taubach, welche Pohlig 1892 (l. c.) t. 24 f. 1 abbildet. Somit hätten wir dies Fossil 1) von Montreuil bei Paris, 2) von Taubach, 3) von Steinheim a. d. Murr, von wo es Dietrich beschrieb (Neue Riesenhirschreste aus dem schwäbischen Diluvium, Mitteil. a. d. Kgl. Naturalienkabinett zu Stuttgart, Jahreshefte 1909. t. 4 f. 1 u. 2), 4) von Tiraspol durch M. Pavlow (Sélénodontes posttertiaires, l. c. t. 1 f. 4—6), 5) von Jockgrim (Pfalz) in einer von Menschen bearbeiteten Stange, 6) von Pédémar. Hiermit dürfte *Cervus Belgrandi* seine Artbeständigkeit bewiesen haben.

Ob der Damhirsch von Aurensan, den Harlé mit dem Analogon von Bagnères-de-Bigorre vergleicht, zur kleinen oder zur mittelgroßen *Dama*-Rasse oder zu den Riesenformen gehört, ist ungewiß. Damhirsche aus Torf scheinen in England außer den genannten Formen vorgekommen zu sein; vgl. R. Owen, British fossil Mammals and Birds. pag. 483—484. Vielleicht gehört *Cervus Bucklandi* zu den *verticornis*-ähnlichen Hirschen von Süßenborn und Jockgrim in der Pfalz, die an beiden Fundorten Spuren der Bearbeitung erkennen lassen, wie Pohlig (l. c.) und Freudenberg (Ber. d. Niederrh. Geolog. Vereins, 1913) gezeigt haben. Weitere *Dama*-Funde wurden aus England bekannt gemacht. So ist besonders wichtig folgende Arbeit von Arnold Bemrose und E. T. Newton: On an ossiferous cavern of pleistocene age at Hoe Grange Quarry, Longcliffe, near Branington (Derbyshire), (Quaterly Journal of the Geological Society of London. 1905). Die Liste dieser offenbar mitteldiluvialen Fauna von interglazialem Charakter umfaßt folgende Arten: *Felis leo* L,, *Felis catus* L., *Hyaena crocuta* Erxleben, *Canis lupus* L., *Vulpes alopex* L., *Ursus horribilis* (?), *Meles taxus* Schreber, *Vespertilio auritus* (?) L., *Bos* oder *Bison, Cervus giganteus*, *Cervus elaphus* L., *Cervus dama* L., *Capreolus caprea* Gray, *Sus scrofa* L., *Rhinoceros leptorhinus* Owen (= *Merckl* Jäger), *Elephas antiquus* Falconer, *Lepus cuniculus* L., *Lepus* sp., *Microtus glareolus* Schreber, *M. agrestis* (?) L., *M. amphibius* (?) L., *Mus sylvaticus*? L., *Asio accipitrinus* Pall., *Turdus iliacus* L., *Erithanis rubecula* L., *Rana temporanea* L., *Bufo vulgaris* Laurenti.

Im Interglazial von Dänemark wurde ganz entsprechend den englischen und französischen Funden der Damhirsch festgestellt: Dr. H. Winge, On the fossil Mammalia of Danmark (Videnskabelige Meddelelser. 1894. pag. 263), Referat von Lydekker in: The Field. March 1904. pag. 403.

Gehen wir nach Norddeutschland, so begegnen wir wieder Damhirschfunden in der norddeutschen Tiefebene in Schichten des sog. letzten Interglazials, besonders des Riß I/II Interstadials. Im Jahrbuch der Kgl. preußischen Landesanstalt beschrieb K. Keilhack, 1887, pag. 283, t. 11 als „*Dama vulgaris*“ einen großen Damhirsch aus „unterdiluvialen Süßwasserkalken der Gegend von Belzig, welche neuerdings zu den jüngeren Interglazialbildungen gezählt werden („warme Phase“ des letzten Interglazials, deren Bildungen mit den unteren Travertinen von Taubach und Ehringsdorf gleichaltrig sind, wo nach freundlicher Mitteilung von Dr. Soergel gleichfalls Reste des Damhirsches gefunden wurden). In diesem Zusammenhange möchte ich einen Backenzahn von *Elephas antiquus* erwähnen, der bei Wittenberg a. d. Elbe in einem vermutlich dem Taubacher Kalktuff entsprechenden Interstadial-Niveau gefunden wurde und im Geologischen Institut zu Göttingen aufbewahrt wird. Es dürfte dies der von allen deutschen Vorkommen am meisten nördlich aufgefundene *antiquus*-Zahn sein.“ Keilhack schließt seine Untersuchungen mit folgenden Worten: „Es ergibt sich also aus dieser Untersuchung, daß der altdiluviale fossile Damhirsch mit seinem in völliger Freiheit im Südosten Europas (Griechenland) lebenden Artgenossen bei weitem mehr übereinstimmt, als mit dem durch Jahrhunderte lange, halbe Domestizierung stark veränderten heutigen deutschen Damhirsche.“ Zu den aufgeführten 3 Cerviden aus dem altdiluvialen Süßwasserkalk aus Belzig, nämlich dem Reh, dem Rothirsch und dem Damhirsch, kommt als vierter Hirsch der Elch (vgl. A. Nehring, Das fossile Vorkommen von *Cervus dama*, *Cyprinus carpio* und *Dreissenia polymorpha* in Norddeutschland, Sitzungsberichte der naturforschenden Freunde zu Berlin. Bd. 5. 1883.) In Oesterreich wurde bisher der Damhirsch nicht mit voller Sicherheit festgestellt. Doch glaube ich mit Vorbehalt eine Stange aus rostigem Sand? unter dem Löß aus Mähren hierherstellen zu dürfen, die in der urgeschichtlichen (diluvialen) Abteilung des k. k. Hofmuseums zu Wien aufbewahrt wird. Diese Stange hat große Aehnlichkeit mit der Cuvierschen Ab-

bildung des Damhirsches t. 164 f. 33. Nur fehlt ihr Unterende mit Aug- und Eissproß. Sie stammt aus dem „Löß von Joslowitz in Mähren“ [1]).

Einen Damhirschfund aus Südfrankreich machte vor kurzem F. Harlé bekannt im Bulletin de la Société géologique de France. 4. X. 1910. pag. 740—745. f. 1 (Porc Epic quaternaire des environs de Montréjeau. Die begleitende Fauna bestand aus *Ursus arctos*, *Meles taxus*, *Canis lupus* (klein), *C. vulpes*, *Hyaena crocuta*, *Felis pardus*, *Elephas primigenius*, *Equus caballus*, *Sus scrofa*, *Bos?*, *Bison?*, *Capra ibex?*, *Cervus elaphus*, *Lepus caniculus* und *Hystrix major* Gervais.

Zum Schlusse möchte ich eine Rasse von Damhirschen beschreiben, welche Riesenformen darstellen und eine sehr lange Zeit hindurch sich neben den kleineren, typischen *Dama*-Formen entwickelt haben. Es sind das die an den Riesenhirsch heranreichenden Damhirsche des Mitteldiluviums (mit *Rhinoceros Mercki*) von Le Puy. Im Museum von Le Puy habe ich die Reste dieser Tiere zweimal besichtigen können. Sie gehen da unter den verschiedensten Namen: *Cervus polignacus*, *C. solilhacus*, *C. elatus* (pro partim), *Dama priscus*, *Cervus Roberti* und *Cervus somonensis* mancher Paläontologen. Das Original des *Dama priscus* ist die prachtvolle Schaufel, von der ich in $^1/_{10}$ nat. Größe eine Abbildung als Textfig. 51 gebe. Was nun diese offenbar zu *Dama* im weiteren Sinn gehörige Schaufel vom typischen Damhirsch, z. B. dem von Belzig, ohne weiteres unterscheidet, daß ist das spitz zulaufende obere Schaufelende, das wie ein gezücktes Schwert emporragt und im Brunstkampf der Hirsche eine furchtbare Waffe mag dargestellt haben. Die Originalbeschreibung Roberts ist mir leider nicht zugänglich, auch vermag ich nicht bestimmt zu behaupten, ob Roberts Original des *Dama priscus* vordem schon abgebildet wurde. Gervais, Falconer und andere Besucher des Museums von Le Puy erwähnen die herrliche Schaufel nirgends. Nach meiner Meinung liegt hier ein Damhirschtypus vor. Die Begleitfauna des *Dama priscus* ist, wie dessen Schaufel, durch hellgefärbte Ueberreste vertreten und umfaßt mitteldiluviale Arten, welche der warmen Taubach-Fauna im weiteren Sinne angehören. So ist *Rhinoceros Mercki* vielleicht neben *Rh. etruscus* (mit einer 26 cm langen oberen Zahnreihe) in Le Puy vertreten. „*Antilope*“ ist, wie erwähnt, ein Steinbock, ähnlich manchen Hundsheimer Resten, die ich als *Capra Künssbergi* bezeichnet habe. Uebrigens ist *Antilope Mialeti* Gervais (Ancinneté de l'Homme. T. 1. pag. 68. t. 17 f. 1—3) eine Gemse, wie ich mich im Basler Museum überzeugen konnte. Ein *Bison*-Horn in Le Puy, wohl auch von Solilhac, ist als *Bos urus* bezeichnet.

*Canis avus* Aymard ist ein kleiner Wolf von der Größe des *Canis Neschersensis*, dessen Originalmandibel im Museum Paris aufbewahrt wird. Die Reste von Le Puy, speziell die von Solilhac, gleichen durchaus in der hellen Färbung und der offenbar geringen Mineralisierung der Originalmandibel. Die Solilhac-Fauna stammt aus einer Geröllablagerung bei Polignac. Eine Zusammenstellung der pliocänen und quartären Fauna von Le Puy nach Aymard (Ann. Soc. agr., sc. et arts du Puy. 1853) gibt Charles Depéret in: Description géologique du Bassin tertiaire du Roussillon, Annales des Sciences géologiques. T. 17. pag. 152—264, und: Faunes de vertébrés pliocènes d'Europe, ebenda. Paris 1885.

Der in der Fauna von Saint Martial (Herault) angeführte *Bison priscus* Schl. dürfte der Begleitfauna entsprechend auf die Form von Mauer bezogen werden. Die Angabe des *Ursus spelaeus* (*Neschersensis* Cr.) Blum. muß wohl aus demselben Grunde in *Ursus Deningeri* umgedeutet werden.

1) Das besagte Geweihfragment, von dem mir eine Photographie durch die Güte des Herrn Dr. Julius von Pia vorliegt, wurde beschrieben und abgebildet von G. Graf Wurmbrand: „Ueber die Anwesenheit des Menschen zur Zeit der Lößbildung.“ Denkschr. d. k. k. Akad. d. Wiss. zu Wien. Math.-naturw. Kl. Bd. 39 (1879). t. 3 f. 2.

48 49 50 51

Fig. 48, 49, 50. Metacarpus, Astragalus von *Cervus dama* und unterer Molar von *Cervus elaphus* aus Deutsch-Altenburg. (Wien, Hofmuseum.) In $^1/_3$ nat. Gr.

Fig. 51. *Cervus (Dama) priscus* ROBERT von Solilhac bei Polignac. Im Museum von Le Puy. Nach dem Original gezeichnet von Frau FREUDENBERG(-GMELIN) in $^1/_{10}$ nat. Größe.

Eine Liste der Fauna aus den vulkanischen Breccien von Sainzelle bei Polignac (Haute Loire), die er für quartär erklärt, wird nach Aymard gegeben und a. a. O. der Fauna von La Vialette bei Le Puy gegenübergestellt. Sie enthält *Elephas* sp., *Hippopotamus major* Cuv., *H. maximus* Aymard, *Rhinoceros etruscus* Falc., *Machairodus Sainzelli, Hyaena brevirostris* Aymard, *Canis avus* Aym., *C. hyaenaeus* Aym., *Cervus elatus* Aym., *Cervus* sp., *Bos* sp., *Antilope* sp.

Ganz ähnlich ist die Fauna der Sande von Malbattu (Bassin du Allier), die an gleicher Stelle angeführt wird. Sie enthält: *Elaphus meridionalis, Rhinoceros leptorhinus* Cuv., *Hippopotamus major*(?), *Tapirus elegans, Equus robustus, Cervus arvernensis, C. Perrieri, Dama somonensis*(?) = *ambiguus* Pom., *Tragelaphus torticornis* Aymard, *Capra Rozeti* Pom. (?), *Bison priscus* Schl., *Erinaceus major* Pom., *Ursus spelaeus* (*Neschersensis* Croizet).

Außer der linken Schaufel von *Dama priscus* ist ein als No. 7 bezeichneter Metatarsus der gleichen Art vom selben Fundort wichtig. Er hat eine Länge von ca. 42 cm[1]). In Solilhac kommen zwei Größen von Damhirschen vor, deren kleinere durch Unterkiefer, Humerus und Schulterblatt vertreten ist Museum von Le Puy. Auch in St. Privat d'Allier erscheint in einer vulkanischen Breccie eine kleine Damhirschform (No. 340, Zähne). Von hier aus wurde auch *Rhinoceros etruscus* in einer Anzahl von Prämolaren dem Museum von Le Puy einverleibt. Ebenso eine mittelgroße Form von *Bos*, deren Zahnreihe 15 cm lang ist. Hier auch eine große *Dama*-Form = *? C. elatus. Cervus dama somonensis* Cuvier wird auch von Depéret, Nouvelles études sur les ruminants pliocènes et quaternaires d'Auvergne (Bull. de la Soc. géol. de France. Sér. 3 T. 12. 1883—84. pag. 247—284. t. 5—8) angeführt. Das Original zu seiner Darstellung paßt indessen viel besser zu einem großen Reh, wie *Cervus Neschersensis*, welches an gleicher Stelle abgebildet wird. Der in der Gabelung etwas verbreiterte Stangenrest ist so gut wie unbestimmbar. Sicher irrtümlich ist bei Depéret, Le terrains tertiaires de la Bresse, l. c. t. 13 f. 11 (non 12) die Aufstellung seines *Cervus Douvillei* von Chagny. Hier liegt ein zweifelloser *Alces latifrons* Johnson vor, wie ich mich auch an dem Original in der École des Mines zu Paris vergewissern konnte. Wichtig ist Depérets Konstatierung des Riesenhirsches im Oberpliocän oder Altquartär der Sande von Saint-Cosme (ebenda t. 14 f. 3). Ich halte die Bestimmung für richtig, und nach meinem Dafürhalten ist *Dama* hier ausgeschlossen wegen der anfänglichen Vorwärtsbeugung des Hauptastes über dem Augsproß. Bei *Dama* bildet der Augsproß mit dem Hauptast eine kontinuierliche Höhlung in der Achsel des Augsproß. Bei *euryceros* ist jedoch die Biegung des Hauptastes eine entgegengesetzte. (Bikonkav im ersten Fall, konkav-konvex im zweiten.)

Bereits R. Owen hat den Riesenhirsch im Oberpliocän von England festgestellt, eine den Diluvialgeologen noch wenig bekannte Tatsache (Description of some mammalian fossils of the red Crag of Suffolk. Proc. Geol. Soc. 1856. pag. 235. f. 18, Cervine remains from the red-crag). E. T. Newton hat in einer Monographie der Red-Crag-Säugetiere diese Stange von neuem abgebildet. Inzwischen kam das British Museum in den Besitz einer sehr viel vollständigeren Riesenhirsch-(Abwurf-)Stange aus dem Red Crag, die einen tief angesetzten Augsproß, einen drehrunden Hauptast und eine gewaltig breite Schaufel aufweist. Ich wage nicht bestimmt zu behaupten, ob hier nicht etwas *Dama*-artiges vorliegt. Einstweilen müssen wir uns auf Owens Untersuchung berufen, auf die auch auf der beigefügten Etikette verwiesen wird.

Harmer beschrieb in den Transactions of the Zool. Soc. Vol. 15. t. 21 f. 14 einen Schädel mit

1) Der Metatarsus von *Cervus Carnutorum* Laugel ist ca. 40 cm lang nach Abbildung von Gervais.

rechtem und linkem Horn eines Schaufelhirsches unter folgender Ueberschrift: „On a specimen of *Cervus Belgrandi* LARTET (*C. verticornis* DAWKINS) from the Forestbed of East Anglia". Die Ergänzung des einen Hornes durch das andere zeigt eine weitgehende Uebereinstimmung mit *Cervus Dama priscus* von Le Puy. Die letztgenannte Rasse erfüllt alle Bedingungen einer Nachkommenform von dem HARMERschen Damhirsch, der leider mißdeutet wurde. Mit *Cervus verticornis* DAWKINS hat er nichts zu schaffen. Diese Forestbed-Form ist nach wie vor eine Form der *euryceros*-Gruppe, welche im alten Quartär mit der Süßenborner Varietät einsetzt, ihre Verwandten in Jockgrim aufweist und mit *Cervus euryceros Dietrichi* FRDB. (vgl. W. DIETRICH, Neue Riesenhirschreste etc. und Ref. im Neuen Jahrbuch, 1910) die Reihe der mittel- und jungdiluvialen Formen einleitet. *Cervus Carnutorum* LAUGEL ist jedoch ein Vorfahre von *Dama priscus* ROBERT wie der HARMERsche Hirsch, gehört also in die Reihe der riesigen Damhirsche. *Cervus euryceros* besteht aus 2—3 Unterstämmen, ohne die Lokalrassen.

Als eine *Dama*-Form ist vielleicht der dem *Cervus Carnutorum* anscheinend nahestehende *Cervus (Dama) Ernesti* v. FRITSCH anzusehen, welchen FRITSCH im Jahrbuch der Kgl. preußischen Geologischen Landesanstalt. 1884. pag. 389—337. t. 23—26 beschrieben hat (Das Pliocän im Talgebiete der zahmen Gera in Thüringen).

*Cervus euryceros* ist weder von Hundsheim noch von Deutsch-Altenburg auch nur in einem Stück mir bekannt geworden. Hingegen wurde in einer Sandgrube bei Rannersdorf (Einrammhof) in Niederösterreich? eine Schaufel von *Alces machlis* entdeckt, welche ihrer Erhaltung nach ein mitteldiluviales Fossil sein dürfte. Sie ist weißlich-gelb gefärbt, porös und leicht, ähnlich vielen Resten von Steinheim an der Murr in Württemberg. Der Querdurchmesser der kurzen Stange beträgt 47 cm. Ein ganz ähnliches Elchfragment kenne ich von Leimersheim bei Karlsruhe (im dortigen Museum) und aus dem letzten Interglazial von Westpreußen (in Danzig). Der altquartäre *Alces latifrons* ist meines Wissens im Donaugebiet überhaupt noch nicht gefunden worden, obwohl er, nach seinem Vorkommen an der unteren Wolga (Tiraspol) zu schließen, auch hier gelebt haben muß.

### *Capreolus caprea* GRAY.

Das Wiener Hofmuseum besitzt ein weibliches Cranium dieser Art von Hundsheim. Schädeldecke und Hinterhaupt sind nicht übel erhalten. Die Maxillaria mit den Zahnreihen sind weggebrochen. Die größte Breite über den Scheitelbeinen mißt 64 mm gegen 59 bei einem weiblichen deutschen Reh. Die Höhe des Hinterhauptes beträgt bei dem Hundsheimer Tier 55 mm gegen 48 an dem Vergleichstier von Tübingen und 51 bei dem Rehbock von Deutsch-Altenburg, dessen Gehörn als Textfig. 52 hier gegeben wird. Die Stirnbreite an den Orbiten mißt 69 gegen 55 mm bzw. 65 (Deutsch-Altenburg). An einem kaukasischen Rehbock ist die Breite der Stirn sogar 85 mm. Ein weiblicher Schädel hätte wohl ähnliche Maße ergeben, wie das Fossil von Hundsheim. Starke Tiere des ungarischen Rehes dürften den fossilen Vertretern von Hundsheim und Kronstadt gleichfalls nahekommen.

Im übrigen werden etwa folgende Skelettreste des Rehes von Hundsheim in Wien aufbewahrt: 2 Stirnbeine mit kleinen Rosenstöcken, ein Geweihfragment von 24 und 18 mm Durchmesser, 4 Mandibelfragmente, ein wohlerhaltener Unterkiefer, zahlreiche obere und untere Molaren, 6 Scapulafragmente, ein schönes Schulterblatt, 4 distale Humerusenden, 7 Radiusbruchstücke, ein juveniler Radius, ein proximales Ulnaende, 2 Metacarpusbruchstücke, ein junger und ein ausgewachsener Mittelhandknochen. Ferner 5 Beckenhälften, ein proximales Femurende und ein vollständiger, adulter Metatarsus. Zusammen liegen etwa 40 Fußwurzelknochen vor, darunter 4 Cubonavicularia, 8 Astragali. 15 Calcanei etc.

Das Reh war also ebenso häufig wie die Ziege. Im folgenden sollen einige Vergleiche zwischen dem Reh von Hundsheim und jenem von Kronstadt geführt werden, wobei ich mich auf Angaben Toulas stütze[1]). Hier fanden sich unter anderem vom diluvialen Reh: Atlas, Epistropheus und 3 Brustwirbel. Ein Lendenwirbel von Kronstadt (vielleicht der 2.) mißt 39,5 gegen 40 bei *C. elaphus* (Toula) und 38 an dem Reh von Hundsheim. Ein distales Femurende von Kronstadt ist 46 mm breit gegen 43,5 an einer Epiphyse von Hundsheim. Eine Patella von Kronstadt ist 33 mm lang und 23,2 mm breit. Das Hundsheimer Analogon ist 37 mm lang und 24 mm breit. Ein proximales Radiusende von Kronstadt ist 20 mm breit gegen 19 und 18 mm an Hundsheimer Radien. Eine zugehörige proximale Ulna hat eine quere Breite der oberen Gelenkfläche von 18 mm und eine Höhe der Facies sigmoidalis von 29 mm (schräg nach oben in der Sehne gemessen). Zwei distale Humerusrollen von Hundsheim sind im Maximum 31—32 mm breit gegen 31—32,4 mm an Stücken von Kronstadt. Zwei geologisch ältere, stark inkrustierte Humerusenden von Hundsheim sind an derselben Stelle nur 27 und 28 mm breit. Eine distale Humerusrolle von Mauer ist 26 mm breit und die Gelenkfläche ist 23,5 mm tief.

Fig. 52. *Capreolus caprea* Gray. Schädelechtes Geweih aus der Höhle (älterer Löß) von Deutsch-Altenburg (bei Hundsheim). Zu Fig. 52, 53, 55 gehört der Maßstab, welcher mit photographiert wurde.

Drei Rehschulterblätter von Hundsheim sind am Collum 19, 22 und 23 mm breit gegen 22,5 beim Reh von Kronstadt.

Wegen dieser weitgehenden Uebereinstimmung zwischen dem Reh von Kronstadt und jenem von Hundsheim möchte ich beide als fossile Vertreter des ungarischen Rehes ansprechen, welches unter weniger günstigen klimatischen Verhältnissen, wie sie zu Beginn der Höhlenfüllung in Hundsheim nachweislich geherrscht haben, schwächere Maße annahm, als in der darauf folgenden hauptsächlichen Bildungsperiode des Höhlenlehms. 1908 habe ich auf derartige Erscheinungen eines lagenweisen Wechsels in dem horizontal geschichteten Höhlenlehm und Löß hingewiesen, welcher in den zahlreichen Löß- und Verlehmungszonen eines älteren Lößprofils (z. B. Achenheim) sein Aequivalent besitzt. In der Höhlenfüllung von Hundsheim lassen sich die niederschlagsreicheren Waldphasen von den dazwischen liegenden Steppenphasen dadurch unterscheiden, daß manche Tierarten, wie Bär, Wolf und Hirsch, in den ersteren stärkere Dimensionen annehmen als während der trockenen Perioden, während welcher stärkere Rehe, kleine Steppenwölfe, gewaltige Bisonten und das schlankgliedrige *Rhinoceros Hundsheimensis*, ein Läufer in der Steppe des ungarischen Tieflandes, das Uebergewicht erhielten und nach Westen vordrangen. Während der Vorstoßperioden der Alpen- und Karpathengletscher dürfte auch der seltene *Ibex* cf. *priscus* in die Donauebene herabgestiegen sein, während die Kleinen Karpathen wohl dauernd bis zur Hauptvereisung von *Capra Stehlini* besetzt waren. Die hier als eigentümlich den kälteren und feuchteren Perioden angesehenen Rassen sind zugleich die stark von lehmigem Kalksinter umhüllten Ueberreste.

1) F. Toula, Diluviale Säugetierreste vom Gesprengberg, Kronstadt in Siebenbürgen. Jahrb. d. k. k. Reichsanst. Bd. 59. Heft 3 u. 4. Wien 1909.

Eine Erklärungsweise, wie die oben gegebene, scheint mir den Tatsachen besser zu entsprechen, als meine Angabe von zwei geographisch so weit getrennten *Capreolus*-Rassen, wie *C. caprea* GRAY und *C. tianshanicus* SATUNIN es sind (vgl. pag. 219 meiner Arbeit, 1908). Zudem spricht das Reh von Deutsch-Altenburg, ein wohlerhaltener Sechserbock, durchaus gegen die 1908 von mir geäußerte Annahme, daß in Hundsheim *Capreolus* cf. *pygargus* vorkäme.

Was die Geschichte des europäisch-asiatischen Rehes betrifft, so können wir es ohne Gezwungenheit von Pliocänrehen der Auvergne ableiten, wie CH. DEPÉRET [1]) und später M. BOULE [2]) ausgeführt haben. Im Quartär finden wir die ältesten Reste des noch heute lebenden Rehes in den altdiluvialen Sanden von Süßenborn, Mosbach und Mauer, sowie im Tonlager von Jockgrim in der Pfalz, mit *Elephas meridionalis* (*trogontherii*) POHLIG, *Rhinoceros etruscus* FALCONER, *Cervus verticornis* DAWKINS und *Trogontherium Cuvieri*. Jockgrim schließt sich in seiner Cervidenfauna, diesem empfindlichen Chronometer neogener Ablagerungen, aufs engste jener aus den Kiesen von Süßenborn und dem upper freshwater-bed der englischen Forestbed-Serie an, in der wohl auch schon Rehfunde gemacht wurden. R. OWEN teilt hierüber das Folgende mit: Ein fast vollständiges Skelett eines kleinen Ruminanten, das in Größe und allgemeinen Charakteren mit dem weiblichen Reh übereinstimmt, wurde in der „lacustrine formation" bei Bacton entdeckt, zusammen mit den Ueberresten des *Trogontherium*, Mammut etc. Es wird im „Norfolk- and Norwich-Museum" aufbewahrt. Auch BOYD DAWKINS nennt *Capreolus* als Bestandteil der Hirschfauna des Forestbed. E. T. NEWTON bildet ein Rehgehörn aus dem „Forest-bed" ab. Sicher mit Unrecht hat kürzlich POHLIG sein Vorkommen in der genannten Ablagerung in Zweifel gezogen.

Reste eines nicht eben großen Rehes finden sich nicht selten in den altquartären Sanden von Mauer und in den Schottern von Bammenthal unweit Heidelberg. Die Säugetierfauna von Mauer ist namentlich durch die Monographie O. SCHÖTENSACKS, Der Unterkiefer des *Homo Heidelbergensis*, bekannt geworden. Ich habe der Fauna von Mauer bereits 1908 das Vorkommen der *Hyaena arvernensis* beigefügt, welche vor mir durch W. v. REICHENAU aus den Sanden von Mosbach beschrieben war. Der Säugetierfauna des letztgenannten Fundortes sind nach meinen bisherigen Studien an den Materialien von Darmstadt, Frankfurt und Mainz die folgenden Arten eigentümlich und für dieselbe bezeichnend: *Elephas meridionalis trogontherii* POHLIG, *E.* cf. *primigenius* nov. var. [3]) *E. antiquus* FALCONER, *Rhinoceros Merki* var. *brachycephala* H. SCHRÖDER, *Rh. etruscus* FALCONER, *Rh. etruscus* aff. *hemitoechus* FALCONER, *Equus Mosbachensis* W. v. REICHENAU, *E. Stenonis* COCHI, *Sorex vulgaris*, *Arvicola amphibius*, *Castor fiber* (*C. plicidens* MAJOR, ein Castoride mit gefälteltem Schmelz wurde von mir 1908 aus dem Forestbed als

1) Sur les Ruminants d'Auvergne. Bull. de la Soc. géol. Sér. 3. T. 12. pag. 269—272. Neuerdings beschrieb POHLIG als *Cervus Locsyi* ein unterpliocänes Reh aus dem Balatongebiet in der Abhandlung: Die fossile Säugetierfauna der Umgebung des Balatonsees von Dr. O. KADIĆ. Resultate der wissenschaftlichen Erforschung des Balatonsees. Bd. 1. Teil 1. Pal. Anh. t. 5 u. 6. pag. 3—25. Budapest 1911.

2) l. c. Les Grottes de Grimaldi.

3) Ein englamelliger, relativ schwacher *Elephas (meridionalis) trogontherii* kommt in rostig gefärbten Stücken in den Sanden von Mosbach vor. Das Städtische Museum zu Mainz und das Senckenbergsche Museum in Frankfurt a. M. bewahren Exemplare dieser noch unbeschriebenen Rasse. Neuerdings gelangte in die paläontologische Sammlung des Bayrischen Staates zu München aus dem Senckenbergschen Museum ein oberer $M^3$ von *Elephas meridionalis* NESTI aus Mosbach, der von dem analogen Zahn des Val d'Arno-Proboscidiers nicht zu unterscheiden ist. Als Fundschicht des *Elephas meridionalis* in Mosbach gab ich schon 1906 die Sande unmittelbar über dem Taunusschotter zu Mosbach an. Sie dürften aus diesem ausgewachsen sein. Die *primigenius*-ähnliche Varietät des *Elephas (meridionalis) trogontherii* ist zeitlich sicher jünger. Im Cromer Elefant bed erscheint sie mit recht *meridionalis*-ähnlichen Zähnen als das sog. Forestbed-Mamut neben einem primitiven *Elephas antiquus* ganz wie in Mosbach. Ich entdeckte sie in situ an der Basis des altdiluvialen Tonlagers von Jockgrim. Sie dürfte am Ende der Günzeiszeit gelebt haben (glaziale Kümmerform).

*Castor* nov. sp. pag. 214 Anm. 2 angeführt), *Trogontherium Cuvieri*, *Phoca vitulina* (Mainz), *Gulo borealis* (Mainz), *Meles taxus*, *Hyaena arvernensis*, *Felis leo.*, *Ursus arvernensis*, *U. Deningeri* W. v. R., *Canis neschersensis*, *Capreolus caprea*, *Cervus elaphus*, *Alces latifrons*, *Bison Schoetensacki*, *Ovis* cf. *arcal*, *Sus scrofa*, *Hippopotamus major* CUVIER. (Näheres in: Beiträge zur Gliederung des Quartärs von Weinheim a. d. Bergstr., Mauer bei Heidelberg, Jockgrim in der Pfalz u. a. m. und seine Bedeutung für den Bau der oberrheinischen Tiefebene. Notizblatt des Vereins für Erdkunde und der Großh. Geolog. Landesanstalt. 1911. IV. Folge. Heft 32. pag. 114—115.)

Ein Teil der Mosbacher Fauna, zumal die stärkeren Bisonten und Edelhirsche, und ein *Rh. etruscus* mit höherer Krone und steilerem Basalband (aff. *hemitoechus*) finden sich in den höheren Schotterlagen von Bammenthal.

Näheres über die Schichten im Hangenden der eigentlichen Sande von Mauer, welche im Neckargebiet eine große Verbreitung besitzen und als „Hochterrasse" von den Geologen bezeichnet werden, habe ich berichtet im Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie. No. 15 und 20. pag. 475—480 und pag. 646—652): *Elephas primigenius Fraasi* DIETRICH und die schwäbische Hochterrasse. Stuttgart 1913.

## Oberkieferzähne des Rehes.

In mm.

| | $P^2$ | | $P^3$ | | $P^4$ | | $M^1$ | | $M^2$ | | $M^3$ | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Fundort | L. | B. | L. | B. | L. | B. | L. | B. | L. | B. | L. | B. | Sammlung |
| Hundsheim | 12 | 11 | 10 | 11 | 12,2 | 11 | 13,2 | 13 | 14 | 15 | 14 | 14,5 | Weinheim |
| „ | — | — | 10 | 10,5 | 9,5 | 11,5 | 12,5 | 12,5 | 13—13,5 | 14 | 14 | 14 | „ |
| Heppenloch | — | — | — | — | — | — | 13,2 | 13 | 14 | 13 | — | — | Stuttgart |
| „ | — | — | — | — | — | — | 13 | 12,8 | — | — | — | — | „ |
| „ | — | — | — | — | — | — | — | — | 12,8 | 14 | — | — | „ |
| Istein | — | — | 9 | 11 | 10,5 | 12,5 | 13 | 14 | 14 | 14 | — | — | Basel |
| „ | 11 | 10 | 10 | 11,5 | 10,5 | 13 | — | — | — | — | — | — | „ |
| „ | 10,5 | 10 | 10 | 12 | 10 | 13 | 12 | 13 | 13,5 | 14,5 | 14 | 15 | „ |
| Kalktuff „Weimar" | 11 | 11 | 10 | 11 | 9 | 11 | 13,8 | 14,2 | 13,3 | 14 | — | — | Göttingen |

| Fundort | Montfort | Sibirien | Tübingen | Deutsch-Altenburg |
|---|---|---|---|---|
| Autor | STEHLIN und MIEG. | | FREUDENBERG | FREUDENBERG |
| $M^3$—$P^3$ | 57 | 59 | 48,5 | $P^2$—$P^4$ 32 mm Längen: 12, 10, 9 Breiten: 9,5, 11, 11,5 |
| Fundort | Hundsheim | | Tübingen | |
| Sammlung | Weinheim | | „ | |
| $M^3$—$P^4$ | 51,5 | | 40 | |

| Fundort: | Istein | Sibirien | Tübingen | Kronstadt | Libanon |
|---|---|---|---|---|---|
| Sammlung: | Basel | Straßburg | „ | TOULA | Halle? |
| $M^3$—$P^2$ | 68 (a) | 67 | 57 | 61 | 63 |

Diese und die folgenden Maße zeigen ein Größenmaximum an den Rehen der älteren Lößzeit, Hundsheim, Kronstadt, Taubach, Montoussé und Achenheim, wo man im älteren Löß die Taubacher Fauna findet. Im jungen und im älteren Quartär, also nach und vor dem älteren Interglazial oder Interstadial der Taubach-Zeit, war das europäische Reh nicht größer als heute. Nur Mosbach liefert zum Teil recht starke Tiere.

## Unterkieferzähne des Rehes.

In mm.

| Fundort | $P_2$ L. | $P_2$ B. | $P_3$ L. | $P_3$ B. | $P_4$ L. | $P_4$ B. | $M_1$ L. | $M_1$ B. | $M_2$ L. | $M_2$ B. | $M_3$ L. | $M_3$ B. | Sammlung und Autor |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Mauer | — | — | — | — | 11 | 8,8 | 11 | 9,5 | 12,5 | 9,5 | 15,5 | 9 | Straßburg |
| „ | 7,5 | 5,25 | 10,5 | 7 | 10 | 8 | 12 | 8 | 12,5 | 8,5 | — | — | Tübingen |
| | | | | | | v. h. | | v. h. | | v. h. | | o. M. h. | |
| „ | — | — | — | — | 12 | 8 8,2 | 11 | 8,5 8 | 12,5 | 9 9 | 17 | 6 8 8,5 | Straßburg |
| Mosbach | — | — | 8 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | Frankfurt |
| Hundsheim | 7,5 | 5,3 | 11 | 7 | 12 | 8 | 11,5 | 9 | 13 | 9,5 | 16 | 9 | Weinheim |
| „ | — | — | — | — | — | — | — | — | 13 | 9,5 | 16 | 8 | „ |
| „ | — | — | — | — | — | — | — | — | 13 | 9,2 | 17 | 8,8 | „ |
| „ | — | — | 11 | 7 | — | — | — | — | 14,5 | 10 | 18 | 9 | „ |
| „ | — | — | 11 | 8 | 12 | 9 | 13 | 9 | 14 | 9 | 16 | 9 | „ |
| „ | — | — | — | — | 12 | 8 | 12,5 | 9 | 13 | 9 | 16 | — | „ |
| Montsaunès | — | — | — | — | — | — | — | — | 13 | — | — | — | Harlé |
| Heppenloch | — | — | — | — | — | — | 12 | 8 | — | — | — | — | Stuttgart |
| Santa Teresa bei Livorno | — | — | 10,5 | 7 | 11 | 7 | 12 | 7,5 | — | — | — | — | Capellini |
| Istein | 8 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | Basel |
| Sibirien | 6 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | Straßburg |
| Torf | — | — | — | — | — | — | 12,5 | 8 | — | — | — | — | Weinheim |
| Württemberg | 7 | 4 | 9,5 | 6 | 10 | 7 | 10 | 7,2 | 11 | 7,3 | 14,5 | 7 | Tübingen |

| | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Fundort: | Mauer | Monticaud | Tübingen | | | Deutsch-Altenburg |
| Sammlung: | Tübingen | Lyon | „ | | | k. k. Hofmuseum |
| $M_2$—$P_4$ | 34 (35) | ca. 36 | 32 | | | $P_2$—$P_4$ = 30 mm |
| Fundort: | Mosbach | Mauer | Istein | Sibirien | Tübingen | Längen = 8, 10, 11 |
| Sammlung: | Frankfurt | Tübingen | Basel | Straßburg | „ | Breiten = 5,3, 7, ? |
| $M_1$—$P_2$ | 41 | 39 | 40 | 41 | 35 | |

## Einzelne Zahnstrecken des Unterkiefers vom Reh.

| Fundort | $M_3$—$P_3$ | $M_3$—$P_4$ | Autor u. Sammlung |
|---|---|---|---|
| Mosbach | 65 | — | Frankfurt |
| Hundsheim | — | 74 | Weinheim |
| Kronstadt | — | 71 | Toula |
| Taubach | — | 73 | Pohlig |
| Montoussé | — | 71,5 | Harlé |
| Montfort | 57 | — | Mieg u. Stehlin |
| Rock-Trüac | — | 70 | dgl. |
| Auresan | — | 67 | „ |
| Sibirien | 67 | 74 | Straßburg |
| Istein | — | 75 | Basel |

| Fundort | $M_3$—$P_3$ | $M_3$—$P_4$ | Autor u. Sammlung |
|---|---|---|---|
| Pfahlbau | 57 | — | Basel |
| Torf | 63 | — | (Württemberg) |
| Tübingen | 56 | — | Tübingen |
| „ | 55 | — | „ |
| „ | — | 62 | „ |
| „ | — | 63 | „ |
| „ | — | 63 | „ |
| Oesterreich | — | 62 | Wien |
| Berner Jura | — | 67 | Basel |
| Basel | 61 | — | „ |

Bemerkungen: Das Reh von Monticaud erwähnt Depéret in: Comptes rendus de l'Académie des Sciences Paris. 14. I. 1895; jenes von Istein Mieg u. Stehlin, Bull. de la Soc. de Nancy. 1901; das von Taubach Pohlig, Palaeontographica. Bd. 39. 1892. pag. 256—257. — Die Angaben über Funde des französischen Diluvialrehes sind der Zusammenstellung von Mieg und Stehlin entnommen. Das eine, hier angeführte Reh aus Italien bildet Capellini ab in: Memorie dell'Accademia delle Scienze dell'Istituto di Bologna. Sessione del 27. III. 1879. Ser. 3. Vol. 10.

## Unterkiefermaße.

Die Wiener Mandibeln des Rehes von Hundsheim sind unter $M_3$, innen gemessen, 25—30 mm hoch und 13 mm dick. Der etwas schwächere Unterkiefer von schwärzlich-brauner Färbung ist unter $M_3$ 23, unter $M_2$ 21 mm hoch und ebenda 14 mm dick. Die Rehmandibel von Mauer (Tübingen) ist unter $M_2$ 21 mm hoch und 11 mm dick. Das Straßburger Kieferstück ist hinter $M_3$ 24 mm hoch und 11 mm dick. Beim Reh von Monticaud ist die Kieferhöhe unter $M_2$ ca. 22, unter $M_3$ 22 mm.

Der Rehkiefer vom Heppenloch ist zwischen $M_1$ und $M_2$ 25 mm hoch und 11 mm dick. Das italienische Fundstück ist unter $M_1$ 18 mm hoch. *Capreolus pygargus* mißt unter dem Vorderlobus des $M_3$ 30 mm; rezente und subfossile Rehe Europas messen ebenda nur 22 mm.

| Fundort | Hundsheim | | | | | Montoussé | Sibirien | | „Alb" von Winterlingen | Tübingen |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Bemerkungen | Hofmuseum in Wien | | | | | Harlé | Tscherski | | Tübingen | |
| Länge des Metacarpus in der Mittellinie der Außenfläche | — | — | — | — | — | — | 197 | 207 | 172 | 146 |
| Größte Breite des proximalen Knochenendes | — | — | — | 25,5 | — | — | 24 | 30,5 | 20 | 19,2 |
| Größte Breite der proximalen Gelenkfläche | — | — | — | 24 | — | 17 | 22 | 29 | 18,5 | 18 |
| Größter Durchmesser dieser Fläche vorn-hinten | — | — | — | 18 | — | — | 17 | 19 | 13 | 13 |
| Breite des Knochens in der Hälfte seiner Länge | — | — | — | 16 | — | — | 14 | 16,5 | 12 | 11 |
| Durchmesser vorn-hinten ebenda | — | — | — | 17 | — | — | 15 | 17 | 11,5 | 10 |
| Geringste Breite im unteren Drittel des Knochens | — | — | — | 16 | 16,5 | — | 14 | 17 | 11,5 | 11 |
| Größte Breite der distalen Gelenkfläche | — | — | — | 16,5 | 27,5 | 27 | 24 | 28,5 | 20 | 20 |
| Größter Durchmesser von vorn nach hinten (am inneren Abschnitt) | — | — | — | 17 | 18 | — | 17 | 18 | 14 | 13,5 |
| Durchmesser des äußeren Endes derselben Fläche von vorn nach hinten | — | — | — | 12 | 14 | — | 12 | 13,5 | 10 | 10 |
| Derselbe des inneren Endes | — | — | — | 15 | 16 | — | 13 | 15 | 12 | 11,5 |
| Größte Tiefe der Furche in der hinteren Fläche des Knochens | — | — | — | 5 | — | — | 3 | 3 | 3 | 2 |
| Größte Länge des Knochens überhaupt | 198 | 191 | 188 | — | — | 204 | 201 | 211 | 176 | 149,5 |

Wie nahe das Kronstadter Reh mit jenem von Hundsheim übereinstimmt, das zeigt auch die Länge eines Metacarpus aus Kronstadt von 193 mm. F. Toula, dem diese Angaben, pag. 603, l. c., entnommen sind, führt vom gleichen Fundort ein proximales Metatarsale an, mit einer Breite der Gelenkfläche von 22 mm. Ein Unterende von ebendaher ist 25,1 mm breit. Ein Distalende von Mauer mißt, an der gleichen Stelle, zwischen den beiden Gelenkrollen 26 mm Breite und 17,5 mm Tiefe. Bei dem Reh von Monticaud beträgt die entsprechende Breite 28 mm. Ein vollständiger Metatarsus von Hundsheim ist 233 mm lang. An einem subfossilen Reh (Tübingen, katholische Kirche) messe ich 183, an 2 Metatarsen des neolithischen Rehes von Winterlingen 189 und 199 mm.

Von Resten des *Capreolus capra* aus Hundsheim bilde ich auf Taf. IX [XXXVII] als Fig. 10 und 11 einen Unterkiefer und einen oberen ersten Prämolaren ab, ferner vom Reh aus Mauer eine Unterkieferreihe mit Ausschluß der beiden ersten P. Alle Abbildungen sind in natürlicher Größe ausgeführt.

## Nachtrag zu *Cervus elaphus* L.

Unter den Elaphinen des Forestbed lassen sich meines Erachtens zwei Formen anseinanderhalten, eine ältere, welche sich an den kleinen Elaphinen von St. Prest anschließt (*Cervus* cf. *Perrieri*), und eine geologisch jüngere (Freshwater deposits?), welche dem rezenten *C. elaphus* schon ganz gleich kommt, und durch Aug- + Eissproß charakterisiert ist, wie das auch bei den Edelhirschen von Mosbach und Mauer in der Regel der Fall ist. Die erste kleinere Elaphinenform von St. Prest, die ich auf *C. Perrieri* beziehen möchte, oder als Nachkommen desselben ansehe, scheint ebenfalls im Forestbed durch das obere Ende einer Stange vertreten zu sein, das mit *C. Perrieri*-Stangen aus der Auvergne und vielleicht auch mit rezenten Stangen des Sikahirsches Aehnlichkeit besitzt. Wir können es für die phyletische Betrachtung ausschalten, wie auch die angeblichen Stangen eines dritten Forestbed-Elaphinen, des *C. Etueriarum*, der mir nach der Newtonschen Abbildung freilich dem *C. pardinensis* näher zu stehen scheint. Auf alle Fälle ist dies der *Axis*-ähnlichste Hirsch im Forestbed.

Der älteste echte *C. elaphus* aus dem Forestbed wurde von Boyd Dawkins: On the Cervidae of the Forestbed of Norfolk and Suffolk, im Quart. Journ. of the Geol. Soc. 1877. pag. 405—410 angeführt. Ebenso wird eine Stange des Edelhirsches aus dem Forestbed von Kessingland durch E. T. Newton abgebildet in: The vertebrata of the pliocene deposits of Britain (Memoirs of the Geolog. Survey of the U. Kingd. London 1891. t. 4 f. 14). Auch unter den Cervidenresten der Savin-Kollektion, die ich 1907 im British Museum zu untersuchen Gelegenheit hatte, befanden sich typische Geweihreste des *C. elaphus*. M/6329 ist z. B. ein Geweihstumpf mit dicht benachbartem Aug- und Eissproß. Auch das Tübinger Geologische Institut besitzt eine Stange von *C. elaphus* aus dem Forestbed, die ich 1900 von einem Fischer in Cromer (Norfolk) gekauft habe. Sie ist etwas gerollt, doch zeigt der Zustand der Fossilisierung die bekannte Erhaltung der Forestbedfossilien. Sie dürfte aus einem der upper Freshwater deposits stammen, in denen etwas andere Formen herrschen, als in den tiefen Lagen des Elephantbed. — Es sind dies dieselben Schichten, die bei West-Runton in Norfolk *Macacus* geliefert haben. — Aehnlich wie Dawkins und Newton äußert sich Owen (in: British fossil Mammals and Birds. pag. 473) über das Auftreten des Edelhirsches im Forestbed: „I found remains of this round antlered deer *(C. elaphus)* in all the collections of Mammalian fossils from the fluviomarine crag and more recent freshwater and lignite beds in Norfolk, Suffolk and Essex."

Der Edelhirsch von Mosbach und Mauer ist mit dem südrussischen von Tiraspol identisch, den Pavlow aus einer gleichaltrigen Ablagerung kürzlich abgebildet hat[1]). Vgl. unsere Taf. IX [XXXVII], Fig. 4a—d.

### *Hippopotamus* cf. *major* Cuvier.

Von Dürnkrut an der March stammt ein dritter Molar des Oberkiefers, welcher in der paläontologischen Sammlung in München aufbewahrt wird. Seine Länge beträgt 5,0 cm, die Breite 4,1 cm. Dieser Flußpferdzahn hat das Aussehen eines altdiluvialen (oder tertiären) Fossils. Er wurde in rostigem Mergelsand beim Graben eines Eisenbahneinschnittes gefunden.

Da ich von jenem Stück aus Oesterreich keine Abbildung besitze, so bilde ich von Jockgrim (Tonlager) einen $M_2$ des Flußpferdes[2]) ab. Die Länge ist ca. 70 mm, die Breite etwa 24 mm. Aus den Sanden von Mosbach besitze ich den Astragalus eines sehr großen Flußpferdes (wohl *H. major* Cuvier), welcher sich durch seine Breite im Vergleich zur Höhe auszeichnet. Stremme bildet auf t. 19 f. 6 einen Astragalus des fossilen Javaflußpferdes ab (in: Trinilwerk. Leipzig 1911), welcher bedeutend schlanker gebaut ist. Was die Bestimmung der Mosbacher Flußpferdreste anbelangt, so scheint es mir besonders auf die Breite der Kieferäste anzukommen. Der in Cuviers Ossemens fossiles. I. t. 35 f. 3 dargestellte Kiefer hat ganz andere Maßverhältnisse und auch ein stärker reduziertes Prämolarengebiß, als z. B. der von Owen abgebildete Unterkiefer aus den upper Freshwater beds von Cromer (Brit. foss. Mam. and Birds. f. 162). Dies scheint die schlanke Form des Tonlagers von Jockgrim zu sein, während in Mosbach *Hippopotamus major* Cuvier vorkommt.

### *Sus scrofa.*

Vom Wildschwein liegen aus der Hundsheimer Höhle nur dürftige Reste vor. Sie gehören einer sehr starken Rasse an, welche zum erstenmal M. de Serres, Dubrueil et Jeanjean (Recherches sur les ossemens humatiles des cavernes de Lunel Viel, Montpellier 1839) bekannt gemacht haben als

1) M. Pavlow, Selénodontes. I. Mém. de l'Acad. de St. Pétersbourg. Sér. 8. T. 20. Heft 1. t. 1 f. 8.

2) welches auch in Eggenheim (Mus. Karlsruhe) und Nierstein (Mus. Mainz) vorkam. Unsere Abbildungen von Resten des Flußpferdes der oberrheinischen Tiefebene finden sich auf Taf. IX [XXXVII], Fig. 7 u. Fig. 8.

*Sus scrofa* race *priscus*. Ein ähnlich riesiger Eber fand sich im Forestbed [1]) (vgl. E. T. Newton l. c.). Die Zähne des Wildschweines von Mosbach und Mauer, von wo ich einen oberen $M_1$ oder $M_2$ besitze, sind meines Wissens gewöhnlich schwächer. Aehnliches dürfte für das Schwein von Grays Turrock in England, im British Museum, gelten. Die näherrückende Haupteiszeit war seinem Fortkommen nicht günstig. Viel besser stand es wieder mit ihrem Gedeihen während der Taubachperiode (oberster älterer Löß), in der sie kräftige Dimensionen erreichten. Nach einer brieflichen Mitteilung von Herrn Inspektor Rebling in Weimar fand sich auch noch im oberen Travertin von Ehringsdorf ein Unterkiefer eines starken Ebers in einer Kalktuffablagerung, die nach E. Wüst, Centralbl. f. Min. etc. 1909. pag. 23—25, zwar noch einen Zahn von *Rhinoceros Mercki*, aber doch schon, in erneuter Wiederkehr, die Tiere der *Tichorhinus*-Fauna enthält. Welcher Fundschicht der Weimar-Taubacher Serie im speziellen Falle die *Sus scrofa*-Reste von Hundsheim entsprechen, läßt sich nicht entscheiden. Jedenfalls sind die Reste, nach ihrer harten weißen bis gelblichen Oberfläche zu schließen, gleichaltrig mit den beiden Mandibelhälften des schwächeren *Ursus arctos*, und vielleicht von diesem Tier in die Höhle eingeschleppt worden. Die Fragmente von Hundsheim sind, wie diejenigen von Lunel-Viel durch stattliche Größe ausgezeichnet, wie die Maße der folgenden 4 Ueberreste erkennen lassen.

1) Fragment der Mandibel (Taf. X [XXXVIII], Fig. 6). Die Breite des horizontalen Kieferastes beträgt 3 cm. Von $M_1$ ist die Krone abgebrochen. $M_2$ ist eben im Hervorbrechen.

2) Distale Rolle eines Humerus; quere Breite = 39 mm
Proximales Radiusende; quere Breite = 38 mm } zusammengehörig.

3) $M_3$ oben. Länge = 34 mm; Breite vorn = 23 mm, in der Mitte = 20,5 mm, hinten = 12,5 mm.

4) Ein Schneidezahn ist etwa 60 mm lang. Die Krone des oberen Endes ist 11,5 mm breit und 8 mm tief.

Vom Wildschwein aus dem Heppenloch im Naturalienkabinett in Stuttgart bilde ich in nat. Größe neben einigen Resten des *Ursus arctos* von diesem Fundort und einem oberen $M_2$ von *Ursus Deningeri* aus Mauer ein Unterkiefer-Bruchstück ab, welches den $M_3$ und $M_2$ in vorzüglicher Erhaltung zeigt (Taf. X [XXXVIII], Fig. 5).

Als *Sus scrofa* var. cfr. *priscus* Marcel de Serres bezeichnet Schötensack Reste des Wildschweins aus den Sanden von Mauer (Der Unterkiefer des *Homo Heidelbergensis*. Leipzig 1908. pag. 12/13.) Wahrscheinlich haben die Reste von Hundsheim noch mehr Anspruch auf diese Bezeichnung, da Hundsheim mit Lunel-Viel gleichaltrig zu sein scheint (*Hyaena striata* [!]) während Mauer älter ist. Ueber die Größenverhältnisse altquartärer Wildschweinrassen gibt folgende Tabelle Aufschluß:

| Maße in mm von Oberkieferzähnen | I. | II. | III. | VI. | V. |
|---|---|---|---|---|---|
| $P_4$ Länge, größte | 13,5 | 15,5 | 12 | 16 | — |
| Breite vorn | 17,0 | 15,5 | — | — | — |
| $M_1$ Länge | 18,0 | 19,0 | 18,4 | 18 | — |
| Breite | 17,0 | 15,4 | — | — | — |
| $M_2$ Länge | 22,5 | 27,0 | 25,0 | 23 | 27 |
| Breite | 21,5 | 20,8 | — | — | 21 |
| $M_3$ Länge | 38,0 | 44,0 | 39 (Fig. 4) | 25 (Fig. 4) | 41 |
| Breite | 22,0 | 24,5 | (44, Fig. 5) | (26,6, Fig. 5) | 24 |

1) Demgegenüber scheint sich *Sus arvernensis* Croizet von Mont Perrier durch keine besonderen Merkmale vom heutigen Wildschwein zu unterscheiden. Vgl. H. Stehlin, Geschichte des Suidengebisses.

I. *Sus* var. *priscus* aus Lunel-Viel. Maße nach t. 11 f. 3 bei de Serres.
II. *Sus scrofa* Linné, E. T. Newton, The Vertebrata of the Forestbed Series. t. 6 f. 4 u. pag. 44 (Maße in Zoll).
III u. IV. Eber von Montsaunès. Nach Harlé, Soc. d'Histoire nat. de Toulouse. 1898.
V. Schwein aus der Tschudischer Opferstätte am Westabhang des Ural. Museum Basel.

### *Equus germanicus* Nehring.

A. Nehring, Fossile Pferde aus deutschen Diluvial-Ablagerungen und ihre Beziehung zu den lebenden Pferden. Ein Beitrag zur Geschichte des Hauspferdes. Landwirtschaftl. Jahrbücher. 1884. 5 lith. Taf.

Mit dem großen Lößpferd des westlichen Europa haben einige Pferdezähne von Deutsch-Altenburg die nächsten Beziehungen. Sie deuten auf starke Tiere einer einzigen Rasse, deren Reste sich durch etwas verschiedene Zustände in der Erhaltung auszeichnen. Wieweit diese auf geologische Altersunterschiede deuten, wage ich nicht zu entscheiden, doch möchte ich auf Grund der Hundsheimer Verhältnisse, die ich genau kenne, vermuten, daß auch in Deutsch-Altenburg verschiedene Lößniveaus vertreten sind. Im allgemeinen handelt es sich hier um etwas jüngere Stufen als in Hundsheim. Dieser Unterschied kommt namentlich in dem hohen Gehalt von *Bos primigenius* zum Ausdruck, der in Hundsheim ganz oben erscheint, während er in Deutsch-Altenburg während der beginnenden zweiten Rißperiode gelebt haben dürfte und von *Bison priscus* in jungen Lößschichten abgelöst wird. Den am stärksten versinterten Pferdezahn aus Deutsch-Altenburg, einen rechten oberen $M^1$, verglich ich mit einem $P^4$ (letzten P) aus den Schottern von Frankenbach, der im Tübinger Geologischen Institut aufbewahrt wird.

Frankenbach ist offenbar älter als Deutsch-Altenburg, wie uns die Pferdezähne aufs deutlichste beweisen.

Der Frankenbacher Molar, dessen Photographie ich Herrn Dr. Thies (Wolfenbüttel) verdanke, hat noch viel mehr Beziehung zu dem *Equus Mosbachensis*-Zahn ($P^4$) von Mauer, der in Straßburg aufbewahrt wird. Vollkommen analog den Zähnen von Frankenbach sind Molaren aus dem Hochterrassenschotter vom Rosenstein bei Stuttgart (Naturalienkabinett) und der sogenannten „älteren Form“ aus dem Schotter von Steinheim, welche W. Soergel[1]) unterschied.

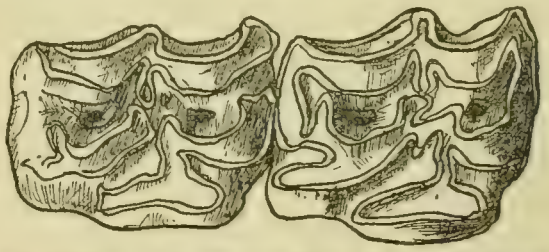


Fig. 53. *Equus germanicus* Nehring (große Rasse des westlichen Pferdes). Deutsch-Altenburg. $M_2$ und $M_1$, von innen und oben gesehen. In nat. Gr.

In der Reihe der großen westeuropäischen Pferde haben wir es zu tun mit zunehmender Verbreiterung des vorderen Innenpfeilers. Nach diesem Merkmal können die Zähne von Deutsch-Altenburg nichts zu tun haben mit *Equus Stenonis* race *major* Boule, noch mit *Equus Mosbachensis* v. Reichenau (von Mosbach, Mauer und Cromer). Ja sogar für die Taubach-Rasse (Taubach, La Micoque, Ponte Molle) des großen *Equus germanicus* Nehring, welche ich 1910 als *Equus Taubachensis* bezeichnet habe, ist der Innenpfeiler zu lang im Verhältnis zur Länge des Zahnes in der Richtung des Kiefers. Ferner ist das Tal zwischen vorderem und hinterem Innenpfeiler an den Zähnen von Deutsch-Altenburg nicht breit genug, noch auch weit genug ins Innere des Zahnes vorspringend, um mit der Rasse von Mosbach (Mauer und Frankenberg) verglichen werden zu können. Unsere Textfig. 53 gibt guten Aufschluß hierüber.

1) Die Pferde aus der Schotterterrasse von Steinheim a. d. Murr. Neues Jahrbuch f. Mineral. Beil.-Bd. 32. Stuttgart 1911. pag. 740—761. t. 33—35.

### Maße der Pferdezähne von Deutsch-Altenburg.

Es handelt sich um die folgenden losen Zähne: (1) $M^1$, stark versinterter Zahn, (2 und 3) Zähne eines Gebisses (weniger fossil), (4) $M_2$, sehr frischer Zahn, kaum angekaut, (5) Zahn des gleichen Gebisses wie 2 und 3.

| Maße in mm | $M_1$ | | | $M_2$ | |
|---|---|---|---|---|---|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| Kronenlänge ohne Zement | 35 | 35 | 34,5 | 32 | 39 |
| Kronenbreite „ „ | 29 | 29 | 28 | 27 | 33 |
| Länge des Innenpfeilers | 15,5 | 16,5 | 16,5 | 17 | 20 |
| Stockhöhe, außen gemessen | 100 | 95 | ? | 99 | 108 |

Da (5) ganz tief in Zement eingehüllt ist, wurde der Zahn mit seiner Zementkappe gemessen. Der Zementbelag ist am Oberende am dicksten. Seit Wilckens (Beitrag zur Kenntnis des Pferdegebisses etc., Nova Acta. 1888. pag. 257—284) und wohl auch schon früher werden die westlichen von den östlichen Pferderassen abgetrennt nach der relativen Länge (Breite) ihres Innenpfeilers, indem gesagt wird, daß die östlichen Pferde schmale, die westlichen Pferde dagegen breite vordere Innenpfeiler besitzen. Dies ist nicht ganz richtig. Denn Tscherski (l. c.) hat auf den neusibirischen Inseln Pferde in fossilem Zustand gefunden, die wie die westlichen breite Innenpfeiler tragen. Die geographische Lage ist nicht entscheidend für das Erwerben breiter Innenpfeiler, sondern der Umstand, ob der Steppencharakter ein ausgesprochener ist oder ob Waldbedeckung vorwiegt. Steppen, auch die afrikanischen, mit trockenem Kontinentalklima (selbst bei Waldwuchs in den Tropen Ostafrikas z. B.) begünstigen den Hipparion ähnlichen Innenpfeiler. Feuchtigkeit und niedere mittlere Jahreswärme, wie in Nordwesteuropa und in Sibirien zur Diluvialzeit, erzeugen Pferderassen mit breitem Innenpfeiler.

Ein Radius des Pferdes von Deutsch-Altenburg ist 376 mm lang. Die größte Breite beträgt oben 98 mm, die größte Tiefe ebenda 55 mm. Breite und Tiefe messen in der Mitte des Knochens 45 und 34 mm. Am Unterende über der Rolle 88 und 57 mm. Ein Radius vom *Equus germanicus* aus jüngerem Löß von Weinheim (Baden) hat in der Mitte des Schaftes 47 und 33 mm Breite und Tiefe. Die entsprechenden Maße von *Equus Przewalskii* aus Niederterrasse von Weinheim bzw. Lehm von Tübingen sind 37 : 27 bzw. 40 : 26 mm. Ein Femur des großen Pferdes von Deutsch-Altenburg hat ohne den oberen Gelenkknopf eine größte Länge von 375 mm. Die Breite unter dem Gelenkknopf oben mißt 110, die Tiefe ebenda 61 mm. Breite und Tiefe in der Schaftmitte sind 48 und 59 gegenüber 41 und 58 bei *Equus germanicus* von Weinheim (jüngerer Löß) und 38 bzw. 54 bei *Equus Przewalkii* aus Niederterrassensand bei Weinheim (ganzes Skelett). Das Femur des Pferdes von Deutsch-Altenburg ist unten 108 mm breit und ebenda (über dem Gelenk) 143 mm tief. Eine Tibia von Deutsch-Altenburg ist in der Mitte 51 mm breit und 42 mm tief. Breite und Tiefe am Unterende messen 91 und 55 mm. Eine *Equus*-Tibia von Weinheim (jüngerer Löß) ist in der Mitte 46 mm breit und 40 mm tief. Der entsprechende Knochen von *Equus Przewalskii* mißt hier 38 und 27 mm, ist also bedeutend schwächer, wie schon oben deutlich wurde. Nach all diesen Vergleichen ist das große Pferd von Deutsch-Altenburg zu *Equus germanicus* Nehring zu ziehen und hat nichts zu tun mit der kleinen Steppenform der glazialen Kälteperioden, ich meine das noch unbeschriebene fossile Steppenpferd *Equus Przewalskii*, von dem ich mit *Ovibos* und *Spermophilus rufescens*, also hochnordischen Formen, vergesellschaftet ein ganzes Skelett in Sanden der Niederterassenzeit bei Weinheim in Baden ausgegraben habe.

Einen Metacarpus und einen Metatarsus von Deutsch-Altenburg bringe ich in Vergleich

mit einer Anzahl von Metapodien wilder Pferde. Es zeigt sich der Mittelfuß des Pferdes der herannahenden Rißeiszeit (Deutsch-Altenburg) annähernd so stark, wenigstens so langgestreckt, wie das der Mindel- und Günzeiszeit (Mosbach und Mauer).

| Metacarpus medius | Größte | Breite | | | Tiefe | | | Fundort — Museum |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Name der Art | Länge | oben | Mitte | unten | oben | Mitte | unten | |
| *Equus germanicus* Nehring | 262 | 61 | 41 | 57,5 | 39 | 31 | 45 | Deutsch-Altenburg |
| *E. Mosbachensis* | 264 | 60 | 46 | 59 | 42 | 34 | 39 | Mosbach — Darmstadt |
| „ „ | 254 | 55 | 51 | 55 | 38 | 29 | 40 | Mauer — Koll. Freudenberg |
| *E.* cf. *germanicus* | 248 | — | 41 | — | — | — | — | Sulzerrain bei Cannstatt — Tübingen |
| *E. germanicus* | 242 | — | 40 | — | — | — | — | Sulzerrain — Tübingen |
| „ „ | 243 | — | 37 | — | — | — | — | Höhle von Erpfingen — Tübingen |
| „ „ | 237 | — | 42 | — | — | — | — | Lehmgrube bei Tübingen — Tübingen |
| „ „ ? | 231 | — | 38 | — | — | — | — | Ofnet, Solutréen } Tübingen |
| *E. Przewalskii* | 211 | — | 32 | — | — | — | — | Ofnet „ } Tübingen |
| „ „ | 213 | — | 34 | — | — | — | — | Tübingen — Tübingen |
| „ „ ? | 219 | — | 35 | — | — | — | — | Tübingen — Weinheim, Koll. Frdberg. |
| | 211 | 50 | 31 | 45 | 34,5 | 23,0 | 29 | Weinheim } Weinheim, Koll. Frdberg. |
| | | | | 48 | | | 35 | Dornbach } |
| *E. germanicus* jung | 215 | — | 33 | — | — | — | — | Hütten — Tübingen |

Der größte Metacarpus, den Tscherski aus Sibirien (Jana) anführt, ist 264 cm lang, mit Breiten von 58, 40 und 56 mm. Der kleinste Metacarpus von der Jana ist 208 mm lang mit 48, 34, 48 mm Breite. Dazwischen alle Uebergänge. Ein als *E. Przewalskii* (mit 211 mm) zu bezeichnender Equide tritt hier nicht auf, so wenig er sich unter den Metatarsen und in den Gebißreihen nachweisen läßt. Diese deuten alle auf *Equus germanicus* in verschiedenen Größen, Altersstadien, Rassen und klimatischen Abänderungen. Also Verhältnisse, so wechselnd wie zur mitteldiluvialen Zeit in Europa. Von einem rezenten Equiden, wie *Equus Przewalskii*, kann man erst zur Postglazialzeit reden. Da entstand aus den variierenden *germanicus*-Rassen ein bestimmter Typus, welcher im sibirischen Steppenpferd noch heute lebt und in der letzten Eiszeit Europas kaum mehr sicher von den kleinen *germanicus*-Pferden sich unterscheiden läßt.

(Metatarsus-Maße siehe Tabelle auf nächster Seite.)

Nach dieser Tabelle lassen sich die ersten 8 Metatarsi von den übrigen durch ihre Stärke leicht unterscheiden. Gleichwohl ist die Größe allein nicht maßgebend für die Abtrennung des *Equus Mosbachensis* von *Equus germanicus*. An 5. Stelle führe ich die Maße eines Metatarsusbruchstückes aus tieferem, jüngerem Löß an, das dem Horizont nach sicher zu *Equus germanicus* gehört. Ein unterer Backzahn von Mauer (jüngerer Löß) ist so auffallend ähnlich geformt einem von Dr. Soergel abgebildeten (unteren) Molaren von Steinheim, daß man im letzten Interglazial offenbar klimatische Zustände zeitweise annehmen muß, welche das Gedeihen solcher Riesenpferde begünstigten. J. Tscherski führt in „Beschreibung der Sammlung posttertiärer Säugetiere“ auf pag. 372 einen vielleicht gleichfalls aus dem Rixdorfer Interglazialniveau „von der Jana“ stammenden Metatarsus an von 331 cm größter Länge, 58, 39, 59 Breite (wie oben gemessen). Durch alle Uebergänge verbunden kommt man zu Pferden mit bis zu 236 cm langen Metatarsen. Aehnliches könnte man für das Lößpferd Deutschlands herausbekommen, doch sind die kleinen Exemplare nicht ausschließlich Kümmerformen infolge schlechterer klimatischer Verhältnisse.

Eine erste Phalanx des Carpus sei im Vergleich gebracht mit der ersten Phalanx des Tarsus (C. und T.), beide von Deutsch-Altenburg. Größte Länge: C. = 99, T. = 96. Breite oben: C. = 64,

| Metatarsus | Größte mediane Länge | Breite | | | Tiefe | | | Fundort — Museum |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Name der Art | | oben | Mitte | unten | oben | Mitte | unten | |
| *E. germanicus* NEHRING | 315 | 60 | 37 | 58,5 | 52 | 37 | 46 | Deutsch-Altenburg |
| *E.* cf. *Mosbachensis* v. REICH. | 313 | 58 | 39 | 52 | — | — | — | Cannstatt, aus Mamutlehm — Tübingen |
| „ „ „ „ | 310 | — | 44 | — | — | — | — | Frankenbach — Tübingen |
| *E. Mosbachensis* „ „ | 310 | 61 | 43 | 62 | 57 | 41 | 41 | Mosbach — Darmstadt |
| *E. germanicus* | ? | 61 | 42 | 59? | 57 | 41 | 46? | Weinheim, jüngerer Löß |
| *E. Mosbachensis* | 310 | 66 | 43 | 65,5 | 56 | 41 | 43 | Mosbacher Sand — Darmstadt |
| „ „ | 310 | 59 | 42 | 61 | 54 | 37,5 | 39 | „ „ „ |
| „ „ DYKKERHOF | 310 | 60 | 40 | 60 | — | — | — | „ „ „ |
| *E. germanicus* | 291 | 54 | 42 | 54 | — | — | — | Frommenhausen, Spalte im Muschelkalk |
| „ „ | 268 | 57 | 36 | 53 | 49 | 30 | 30 | Remagen?, nach NEHRING |
| *E. hemionus* NEHRING, wohl = *E. Przewalskii* | 255 | 43,5 | 26 | 40 | 40 | 23 | 29 | Belgien, nach NEHRING |
| *E. Przewalskii* | 258 | 50 | 35 | 48 | 43 | 29 | 37 (38) | Tübingen, Lehmgrube — Koll. FREUDENBG. |
| „ „ | 265 | 49 | 29 | 46 (49) | 42 | 27 | 31 (36) | Dornbach bei Weinheim — Koll. FRDBG. |
| „ „ | 262 | 49 | 31 | 48,5 | 42 | 32 | 27 | Schlangenbühl bei Weinheim — Koll. FRDBG. |
| | | | | 49,5 | | | 34,5 | |
| *E.* cf. *germanicus* (klein) | 269 | — | 38 | — | — | — | — | Ofnet (Solutré-Schicht) — Tübingen |
| „ „ „ „ | 274 | — | 38 | — | — | — | — | „ „ „ |
| „ „ „ „ | 270 | — | 32 | — | — | — | — | Ofnet? |
| „ „ „ (groß) | 284 | — | 39 | — | — | — | — | Hopenlau — Tübingen |
| *E. Przewalskii* | 261 | — | 30 | — | — | — | — | Donautal? (mit Renntier u. *Bos*) — Tübingen |

T. = 63. Tiefe oben: C. = 42, T. = 45. Breite in der Mitte: C. = 40, T. = 40. Tiefe in der Mitte: C. = 28, T. = 29. Breite unten: C. = 52, T. = 51,5. Tiefe unten: C. = 28, T. = 27,5. Ein Humerus hat eine größte Länge von 340 mm. Die Tiefe des Oberendes beträgt 121 mm. Die Breite in der Mitte = 40, die Tiefe ebenda = 53 mm. Die Breite der distalen Rolle mißt 89, ihre Tiefe 103 mm.

Ein Astragalus von *Equus*, Deutsch-Altenburg, hat eine größte Höhe von 73 mm und eine ebensolche Breite vorn, von links nach rechts gemessen. Dieser Astragalus bleibt zurück hinter dem eines Pferdes von Bammenthal (*Equus Mosbachensis*, in meiner Privatsammlung).

Eine dritte (Vorderhuf-)Phalanx des Pferdes von Deutsch-Altenburg hat vorn eine größte Breite von 83 mm und eine gleiche Tiefe am Unterrand. Die entsprechenden Maße einer Hinterhufphalanx sind 73 und 77 mm.

Anhangsweise will ich hier noch einige Maße anführen von Knochen des *Rhinoceros etruscus* var. *Hundsheimensis*, die im Hofmuseum zu Wien seit 1912 aufbewahrt werden. Gleich den Pferdeknochen stammen sie von Deutsch-Altenburg (D.-A.).

Ein schön erhaltenes mittleres Metatarsale (III) hat die folgenden Maße, welche ich mit Hundsheimer Stücken (H.) nach TOULA, 1902, pag. 65, in Vergleich bringe. Größte Länge D.-A. = 18,15 (H. = 19,7 und 18,8). Breite oben: D.-A. = 53, H. = 58 und 58,5. Tiefe oben: D.-A. = 54, H. = 45. Größte Breite (Mitte): D.-A. = 41, H. 45,7 und 43,6. Tiefe in der Mitte: D.-A. = 21, H. = 25,6 und 25,3. Größte Breite über dem Gelenk: D.-A. = 46, H. = 61 und 57,3. Größte Breite am Gelenk: D.-A. = 46, H. = 49 und 46,3. Größte Dicke am Gelenk: D.-A. = 43, H. = 46,4 und 41,4. Die Uebereinstimmung ist also eine recht weitgehende und beweist die Zugehörigkeit des Nashorns von Deutsch-Altenburg zur Form von Hundsheim.

Ein Radiusfragment von Deutsch-Altenburg (D.-A.) hat oben eine größte quere Breite von

102,5 mm gegen 103,5 an dem Hundsheimer Original (H.). Die Tiefen ebenda sind 71,5 bzw. 67,5 mm. Breite und Tiefe in der Mitte sind 57 und 39 (D.-A.) bzw. 51 und 40 mm (H.).

Ein Femurbruchstück von Deutsch-Altenburg hat oben eine größte Breite von 180 bzw. 184 (H.) mm. Die Tiefe des Caput (D.-A.) mißt 81 mm. Breite und Tiefe unter dem Trochanter tertius sind 65 und 53 (D.-A.) gegenüber 74 und 54 an dem Hundsheimer Tier (nach Toula).

Eine Tibia (D.-A.) ist im Maximum 370 mm lang. Toulas *Rh. Hundsheimensis* mißt hier 398 mm. Breite und Tiefe oben sind 116 und 122 (D.-A.) bzw. 125 und 132 (H.). Die Breite und Tiefe im oberen Drittel mißt 52 und 58 mm. In der Mitte der Tibia mißt *Rh. Hundsheimensis* 60 und 61 mm. Breite und Tiefe des distalen Endes sind 100 und 72 (D.-A.) bzw. 110 und 74 an *Rh. Hundsheimensis*. Auf diese Rasse sind offenbar die Reste von Deutsch-Altenburg zu beziehen.

### *Ursus arctos* L. var. *priscus* Goldfuss.

Vom braunen Bären, dessen Ueberreste ich 1906 als getrennte Rassen behandelte, bringe ich nur ein ziemlich wohlerhaltenes Cranium zur Abbildung (Taf. X [XXXVIII], Fig. 1 und Fig. 2), das von der Ober- und von der Unterseite von mir in Wien in Herrn Hofrat Toulas Arbeitsräumen photographiert wurde. Herrn Hofrat Toula, der das schöne Stück in sehr geschickter Weise ausgebessert hat, sei für diese gütige Ueberlassung des wertvollen Craniums mein aufrichtiger Dank ausgesprochen. Da ich das immerhin heikle Objekt nicht mit mir fortnehmen wollte, wozu mir gleichfalls die Erlaubnis gegeben wurde, so beschränkte ich mich darauf, das Cranium zu photographieren und einige Maße zu nehmen, welche mit einigen Maßen von *Ursus Deningeri* und *Ursus spelaeus* einerseits und mit solchen des *Ursus arctos* andererseits verglichen werden mögen. Die Maße der fossilen Formen entnehme ich W. v. Reichenau [1]) (Beiträge zur näheren Kenntnis der Carnivoren aus den Sanden von Mauer und Mosbach), die des rezenten *Ursus arctos*, wenn nicht anderes vermerkt ist, der Studie von Dr. E. Schäff (Ueber den Schädel von *Ursus arctos* L., Archiv für Naturgeschichte. I. 1889). (Schädel-Maße siehe nächste Seite.)

Das Gebiß des Oberkiefers ist in ziemlicher Vollständigkeit, zumal in seiner Hinterregion, an dem Schädel von Hundsheim erhalten. Es fehlen nur die I, C und die vordersten P. Von $P^1$—$P^3$ sind die Alveolen vorhanden. $P^4$ (der Reißzahn), $M^1$ und $M^2$ sind in guter Erhaltung auf der Gaumenansicht Taf. X [XXXVIII], Fig. 1 zu erkennen.

Etwas unvollständiger ist die Ausbildung der P an einer Gaumenplatte von gleichem Erhaltungszustande und ähnlichen kräftigen Dimensionen. Die Breite des harten Gaumens in der Prämolarenregion beträgt am Cranium, wie an der Gaumenplatte 66 mm. Doch fehlt an letzterer der $P^2$, welcher bei dem Cranium auftritt. An der Gaumenplatte ist ein Diastema zwischen $P^3$ und $P^1$ zu beobachten. W. v. Reichenau gibt pag. 215 (l. c.) eine vergleichende Uebersicht über die Entwicklung von $P^1$—$P^3$ bei verschiedenen fossilen und rezenten Bären. Hiernach ist beim rezenten *Ursus arctos* $P^2$ entwickelt oder durch eine Furche angedeutet. Bei *Ursus arctos subfossilis* von Middendorf fehlt dieser Zahn. $P^1$ und $P^3$ sind in beiden entwickelt. Das Fehlen bzw. Vorhandensein des $P_2$ bei den großen Hundsheimer *Arctos*-Formen zeigt, daß dieser Zahn schon damals im Begriffe stand, zu obliterieren. Bei *Ursus spelaeus* fehlen alle 3 P normalerweise. Als atavistisches Merkmal beobachtete sie M. Schlosser (Die Bären- oder Tischoferhöhle bei Kufstein in Unterinntal. Abh. d. Kgl. bayr. Akad. d. Wiss. Kl. II. Bd. 24. Abt. II. 1908). Bei *Ursus Deningeri*, dem altdiluvialen Vorfahren des Höhlenbären, ist $P^1$ entwickelt, $P^2$ durch Furche angedeutet, $P^3$ entwickelt oder durch Furche nachweisbar als früh ausge-

1) Abhandlungen der Großherzoglich Hessischen Geolog. Landesanstalt. Bd. 4. Heft 2. t. 14. Darmstadt 1906.

Maßtabelle.

| Schädel | *U. Deningeri* von Mosbach v. Reich. | *U. spelaeus* div. Fundort, v. Reich. | *U. arctos* Römerschicht | *Ursus arctos* alluv. Wildberg | *U. arctos* Hundsheim | *Ursus arctos* rez. Schäff |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Größte Länge des Schädels[1]), vom Inion zum Vorderende des Zwischenkiefers | 510 (1 Exempl.) | 412—470 (Mittel 432) | 420 | 360 | 357 | 126,6—376 |
| Länge des harten Gaumens, vom Hinterrand des Palatinums zum $I_1$ | 265 | 218—265 | Beilsteinhöhle | — | 177 | Russischer Bär nach v. Reich. |
| | 205—270 | 238—270 | 184 | — | — | 180—182 |
| Größte Schädelbreite vom linken zum rechten Processus jugalis | — | Mittel 253 | Römerschicht 215 | Rußland: rezent v. Reichenau 190—208 Polen: 220 | ca. 200 (nach Abbildung) | 129,3—223 |
| Schmalste Stelle des Gehirnschädels | — | — | — | — | 75 | — |
| Schnauzenbreite vom linken zum rechten Foramen infraorbitale | — | — | — | — | 81 | — |
| Stirnbreite vom linken zum rechten Processus supraorbitalis | — | — | — | — | 134 | — |
| Größte Breite der Schädelkapsel | — | — | — | — | 110 | 92,2—104 |
| Größte Breite des Hinterhauptes vom linken zum rechten Proc. paroccipitalis | — | — | — | — | 180 | — |
| Gaumenbreite hinter C vom linken zum rechten $P^2$ | — | — | — | — | Schädel 66 Gaumen 66 | — |
| Gaumenbreite vom C zum rechten Außenrande des $M^2$ | — | — | — | — | 98 | — |
| Abstand des linken vom rechten Proc. pterygoideus des Palatinum | — | — | — | — | 53 | — |
| Quere Breite der Gelenkpfanne für den Unterkiefer | — | — | — | — | 55 | — |
| Höhe des Schädels über dem Keilbein | — | — | — | — | 138 | 68,2—105 |

fallener Zahn. Der pliocäne *Ursus etruscus* besitzt noch sämtliche P, wie auch der altdiluviale und präglaziale *Ursus arvernensis*[2]).

In diesem Verhalten der P, besonders in ihrem bis auf $P^2$ konstanten Vorhandensein stimmt der Bär von Hundsheim mit den *Arctos*-Bären, und zwar, wie wir später sehen werden, mit der Rasse von Taubach überein, nicht aber mit den *Spelaearctos*-Formen.

### Maße einzelner Zahnstrecken.

Die Alveolen von $I^1$—$I^3$ nehmen eine Strecke von 22 mm ein. Die Höckerzähne (einschließlich $P^4$) sind zusammen nach Abbildung 81,3 mm lang. Für rezenten *Ursus arctos* (No. 1748) gibt E. Schäff eine Länge von 75 mm an (ebenso viel mißt hier ein polnischer Bär von Minsk, den Reichenau gemessen hat). Für den *U. arctos subfossilis* gibt v. Reichenau als Länge von ($P^4 + M^1 + M^2$) 82,2 an. Das Tier stammt wohl aus einer schwäbischen Höhle. Taubacher Bären messen 82 und 84 mm (nach demselben Autor).

1) *Ursus spelaeus* race *minor*. A. Gaudry et Boule geben in „Matériaux pour l'histoire des temps quaternaires. Fasc. 4. Paris 1892, Les oubliettes de Gargas (Hautes Pyrénées), als Länge des Schädels ohne Incisiven 400 mm an gegen 490 bei großen Höhlenbären der Grotte de l'Herme und 360 des *Ursus arctos* (Polen).

2) G. Ristori, L'orso pliocenico di Valdarno e d'Olivola in Val di Magra. Palaeontographia Italica. Vol. 3. pag. 15—76. bes. t. 2—6. Pisa 1897.

## Maße einzelner Zähne.

Im folgenden soll der Erhaltungszustand der Zähne, welche teils hellfarbig-gelblich sind und kleinere Dimensionen aufweisen, teils braune Färbung tragen oder stark mit Calcit imprägniert sind, wie das große Cranium und der Humerus von *Canis lupus*, und dabei stärkere Dimensionen aufweisen, gelegentlich vermerkt werden durch den Index g (gelb), b (braun), w (weiß).

Ein linker $I^1$ und $I^2$ (letzterer ist an der Krone außen gemessen 13 mm hoch) und ein rechter $I^3$ mit einer größten Wurzellänge (außen vorn gemessen) von 14 mm, geben folgende Längen- und Breitenmaße[1]):

| | | Länge | Breite |
|---|---|---|---|
| $I^1$ | 7,5 | 6,9 | 10 |
| $I^2$ | 8 | nach Toula, | 10 |
| $I^3$ | 14 | Kronstadt | — |

Die Eckzahnalveole des Hundsheimer Craniums von *Ursus arctos* hat einen größeren Durchmesser von 25 mm und einen kleineren Durchmesser von 15 mm. Ein isolierter Canin, $C^w$, von oben rechts, aus Hundsheim, stimmt genau mit einem subfossilen *U. arctos* aus Kalktuff (Original in Tübingen) überein mit einer Kronenhöhe von 33 mm gegen 34,5 des Kalktufffossils. Längen- und Breitenmaße im obigen Sinne lauten: 20 : 13,5 bzw. 21 : 14,5. Ein bis auf die Spitze wohlerhaltener C mißt mit Rücksicht auf die ergänzte Spitze einschließlich der Wurzel 85 mm. Länge und Breite am Schmelzrande sind 20 : 15. *U. arctos* der Beilsteinhöhle hat nach W. v. Reichenau einen analogen Längsdurchmesser von 19,5 mm; nach E. Schäff variiert er bei russischen Bären zwischen 17,5 und 22,5. Bei *U. Deningeri* übersteigt er im Mittel diese Maße mit 20,5—28 mm. *U. spelaeus* hat ähnliche obere Reißzähne von 24—26 (nach W. v. Reichenau pag. 214) mm Durchmesser.

Ein isolierter Eckzahn von Hundsheim mißt von vorn nach hinten am Schmelzrande 20 mm und 11 mm in der dazu senkrechten Richtung, zwei andere je 21 mm und 14 bzw. 14,5 mm. Die Kronenhöhe (innen gemessen) ist 29 mm. Die Eckzahnalveole des zahnlosen Unterkiefers beträgt 30 mm im Durchmesser.

Von den nach rückwärts folgenden P sind an unserem Cranium, dessen Zahnmaße hier immer vorangestellt werden, mit Ausnahme des $P^4$ nur die Alveolen vorhanden. Von $P^1$ ist die Alveole 4—5 mm (in der Zahnreihe) lang und 4 mm (in der dazu senkrechten Richtung) breit. $P^2$ hat entsprechende Maße von 5 und 4 mm. $P^3$ ist, soweit erkennbar, in unserem Cranium zweiwurzelig, was E. Schäff auch von einem rezenten *U. arctos* mit 9,4 mm Länge des $P^3$ angibt. Die größte Zahnbreite des $P^3$ an einem anderen Individuum ist 8 mm (nach Schäff). Das Hundsheimer Cranium steht hinter diesen Maßen zurück mit 5 mm Länge und 4 mm Breite, doch kommt ein gelblicher oberer rechter $P^3$ aus Hundsheim den großen rezenten Bären nahe mit 7,5 mm Länge und 5,5 Breite. Die Kronenhöhe beträgt hier 5 mm, die Wurzellänge 14 mm.

Von oberen Reißzähnen finden sich häufigere Reste als von den übrigen P, ich führe sie zusammen mit den Maßen der beiden Höckerzähne an. Vorausschicken will ich die Höhenmaße eines gelblich-weißen $P^3$ aus Hundsheim. Die Höhe des Paracons beträgt 10, die des Protocons 7, die des Metacons 5 mm.

1) Unter Länge verstehe ich die Richtung, welche sich mit der Zahnreihe deckt, und unter Breite die dazu senkrechte Dimension.

| Oberkiefer | Kronstadt | Hundsheim | | | *U. arctos* Schäff. rezent Rußland | | *U. arctos* L. | | *U. arctos* Taubach | | *U. Deningeri* | | *U. spelaeus* | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | Polen | | | | | | | Mittel: | | Mittel: |
| $P^4$ Länge | — | 17 w. | 17 w. | 16 b. | 16,5 | 13—17,4 | 19,4 Schw.Höhle | 18,2 Wildberg | 19 | 18,6 | 15,6—21,2 | 16,1 | 16,2—20,2 | 19,8 |
| $P^4$ Breite | — | 18 | 13,5 | 11 | 14,0 | 8,7—13,8 | 15,2 | 11,6 | 11,3 | 12,8 | 11,2—16,8 | 13,7 | 11,5—15 | 13,8 |
| $M^1$ Länge | 28,5 | 25 | 27 | 25 | 23,5 | 20,2—25 | 22,6 Beilsteinh. | 22,0 Römersch. | 22—26,2 Mitt. 24,7 | | 23,5—30 | 26,3 | 26,1—30 | 27,8 |
| $M^1$ Breite | 17,1 | 18 | 20 | 17,5 | 16,2 | 14,3—17,7 | 17,2 | 16,5 | 17,5—20,5 Mitt. 18,6 | | 16,1—21,5 | 18,2 | 16,2—20,2 | 18,9 |
| $M^2$ Länge | — | 37 | 36 | 38 | 37 | 35 | 35,6 | 30,9—35 | 39,6 | — | 33—42 | 37—50 | 41,8 | 39—48 | 45,8 |
| $M^2$ Breite | — | 19 | 20 | 18 | 19 | 20 | 19 n. W. v. R. | 16,2—18 | 23 | — | 19,2—22,2 im Mittel: 40 : 20,6 | 18,2—24,5 | 21 | 22—23,8 | 22,6 |

$P^4$ des Craniums von Hundsheim hat eine größte Höhe von 10; $M^1$ von 10; $M^2$ eine solche von 9 mm.

Die Unterkieferzähne von *U. arctos* fanden sich gleichfalls im Hundsheimer Höhlenspalt. Das wichtigste Stück ist gleichwohl eine linke Mandibelhälfte mit den Alveolen von $P_1$, $P_3$, $P_4$, $M_1$, $M_2$, $M_3$. Zwischen $P_1$ und $P_3$ erstreckt sich ein 18 mm langes Diastema.

Die $P_1$ und $P_3$ sind einwurzelig. $P_4$ hat 2 Wurzeln. Die Maße dreier isolierter unterer Molaren, $M_1$, $M_2$, $M_3$, aus Hundsheim gibt folgende Tabelle, in der sich wieder die Abweichung unserer Bärenzähne von jenen der *Spelaearctos*-Gruppe und ihre Uebereinstimmung mit dem Taubacher Bären ergibt.

| Unterkiefer | *U. spelaeus* | | *U. Deningeri* | | *Ursus arctos* | *U. arctos* | | *U. arctos* | | *U. arctos* | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Mittel | | Mittel | | | Mittel | | | | | |
| $M_1$ Länge | 25,4—33,1 | 28,9 | 24,2—26,9 | 25,1 | 26 | 22,2—27,3 | 24,3 | 23—26 | 29 | 28,5 | 25,2 | 26 |
| Breite | 11,5—16,5 | 14,1 | 10,0—14,0 | 12,3 | 18 | 11,2—16,0 | 13,0 | 10,7—13 | 15 | 15,5 | 13,0 | 12 |
| $M_2$ Länge | 26,5—32 | 28,8 | 24,0—30,2 | 26,7 | 26,5 | 24,0—30,0 | 26,1 | 23—25 | 27,8 | 32 | 26,2 | 27 |
| Breite | 16—20 | 18,1 | 14,0—19,2 | 16,7 | 17,5 | 15,0—19,8 | 16,5 | 13—16 | 16,7 | 20,2 | 17,2 | 17,5 |
| $M_3$ Länge | 23,5—31,0 | 27,5 | 21,5—25,0 | 23,5 | 23 | 22,0—24,0 | 22,9 | 17,5—20 | 25,2 | 28 | 19,8 | — |
| Breite | 16,1—21,0 | 19,1 | 15,5—20,1 | 17,9 | 16,5 | 14,2—18,2 | 16,4 | 13,3—14,9 | 18,5 | 19,2 | 15,8 | — |
| Fundort | Schwaben | | Mosbach | | Hundsheim | Taubach | | Rußland | Heppenloch | Hohlefels | Beilstein | Wildberg |

Die Unterkieferhöhe, nach W. v. Reichenau zwischen $M_2$ und $M_3$, von mir unter $M_3$ gemessen, läßt folgende Vergleiche zu, wobei ich mich auf Angaben von W. v. Reichenau stütze:

| *U. spelaeus* | *U. Deningeri* | *U. arctos* | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Hohlefels | Beilstein | Wildberg | Taubach | Heppenloch | Hundsheim |
| 47—87 | 53—75 | 47,3 | 43 | 48 | 50—63 (54 i. M.) | 53 | 53 |

Die Bären der *Spelaearctos*-Gruppen erreichen also viel größere Höhen des Ramus mandibulae. Die Länge der Zahnreihe beträgt nach W. v. Reichenau bei *U. arctos* von Hohlefels 129 mm, von der Beilsteinhöhle 120 mm, von Wildberg (alluvial) 129?, beim Taubacher Bären 133—137 (135 im Mittel), bei dem von Hundsheim nur 120 mm. Hierbei ist zu bemerken, daß die Hundsheimer Mandibel den gelblich-weißen Erhaltungszustand aufweist, wie er für die Reste der kleinen Bärenrasse (siehe Fauna von Hundsheim. 1906) bezeichnend ist.

Von demselben Individuum, dem das geschilderte Mandibelfragment angehört, liegt noch ein zweites Fragment der anderen Unterkieferseite vor. Es zeigt den gleichen gelblichweißen Zustand der Erhaltung. Von den hellen Resten des kleineren Bären, die sich durch gelbliche Färbung auszeichnen, fanden sich außerdem folgende Reste: 2 Scapulafragmente, 3 distale Humerusenden, 6 proximale Fragmente von Radien, Trapezium, Trapezoid (in $^1/_2$ nat. Größe photographiert), 2 Cuboide, Capitatum, Triquetrum, 2 Pisiformia, 3 proximale Femora, einer davon bis zur Mitte erhalten, eine Femurdiaphyse, 2 distale Epiphysen, ein distales Femurende, das bis zur Mitte erhalten ist, 10 helle, wohlerhaltene Metapodien, 30 Fragmente von solchen, 18 mittlere, 17 obere, 15 untere Phalangen gehören auch hierher, 3 Scapholunaria, 2 Calcanei, 2 Navicularia, 5 Astragali, 4 Patellae, also wenigstens 3 Individuen. Von der stärksten Bärenrasse, deren Reste sich durch schwarzbraune Färbung auszeichnen, fanden sich ein Humerusschaft, 4 Ulnafragmente, 3 Radiusbruchstücke, 2 Beckenfragmente junger Individuen, 4 Lendenwirbel alter Tiere, 7 Schwanzwirbel älterer Tiere, einer von einem jungen Tier, ein Halswirbel von einem alten Exemplar, ein Halswirbel, ein Lendenwirbel, 2 Brustwirbel junger Individuen, 8 Metapodien von schwärzlicher Färbung gehören wohl auch der stärkeren Rasse an. Hierher gehört ein Scapholunare, ein Cuneiforme, 4 Phalangen. Von der stärkeren Bärenrasse sind offenbar spärlichere Reste vorhanden, als von der schwächeren.

Durch ihre auffallend starken Dimensionen weichen von den genannten Resten einige wenige Stücke ab, die auf *U. spelaeus* bezogen werden könnten, wenn nicht alle Zähne auf *U. arctos* deuten würden. Es sind dies die stark mit Calcit imprägnierten, weißen Bärenreste, die in eine besondere klimatische Phase zu verlegen sind, welche mit der Lebenszeit des *Canis lupus* und des durch 2 starke Stirnzapfen vertretenen (glazialen?) Edelhirsches der Steinheimer Rasse, die W. Dietrich [1]) beschreibt, sich decken dürfte. Diese Reste sind jedenfalls älter als die hellen Bären- und *Machairodus*-Knochen und dürften mit den Resten der Steppenfauna von Mauer [2]) gleichaltrig sein, die einer Kälteperiode vor dem vorletzten Interstadial von Rabutz und Taubach, also wohl der vorletzten norddeutschen Vereisung angehören dürfte. Als interstadiale Bildung folgt der höhere ältere Löß, in dem die meisten Hundsheimer Knochenreste eingebettet liegen. Es sind die gelblich-weißen Knochen des Taubacher Niveaus. Dann folgen Reste mit bräunlicher Sinterkruste, die gegen die Hauptverlehmungszone hin vermitteln. Diese Hauptlehmzone schließt die Höhlenfüllung von oben her ab. Sie wurde während der vorletzten Glazialzeit, des Riß II Epoche des Eiszeitalters, gebildet. Zu den riesenhaften Bärenresten jener ältesten Phase von Hundsheim gehört ein proximales Humerusende, dessen Durchmesser von vorn nach hinten 10 cm beträgt; der andere dazu senkrechte Durchmesser ist 8,7 cm. Der Schaft kurz darunter ist 6,5 bzw. 5,1 cm breit. Ein Metatarsale IV weist die folgenden Maße auf, die ich mit jenen eines anderen Individuums aus Hundsheim (der Rest gehört der größeren Bärenrasse an) vergleiche. In derselben Weise folgen sich die Maße. Länge: 85,5, 73,5; Breite der oberen Gelenkfläche: 24, 19,5; Tiefe ebenda: 30, 27; Breite in der Mitte des Schaftes: 17, 15,5; Tiefe ebenda: 15, 18; Breite unten: 23, > 17; Tiefe ebenda: > 22, 20. Die Größenunterschiede haben freilich dann nichts Erstaunliches, wenn man bedenkt, daß bei *U. spelaeus*, was wohl auch für den fossilen *U. arctos* gelten dürfte, die „Differenz zwischen Maximum und Minimum bis zu einem vollen Drittel betragen kann", wie Max Schlosser pag. 438 seiner oben zitierten Arbeit angibt.

1) Neue fossile Cervidenreste aus Schwaben. Jahreshefte d. Ver. f. vaterl. Naturk. in Württemberg. 66. Jahrg. 1910.

2) A. Wurm, Ueber eine neuentdeckte Steppenfauna von Mauer a. d. Elsenz (bei Heidelberg). t. 6. Jahresber. u. Mitt. d. Oberrh. Geolog. Vereins. N. F. Bd. 3. 1913. Heft 1. pag. 62—78. Ref. im Neuen Jahrb. f. Min.

Würde man eine Zusammenstellung der fossilen und subfossilen *U. arctos*-Vorkommen Mitteleuropas geben, so hätte man folgenden Befund: Mit *Rhinoceros Mercki* und *Elephas antiquus* ist im Mitteldiluvium stets eine große Form des braunen Bären vergesellschaftet, welche zu identifizieren ist mit dem Bären von Taubach, *Ursus arctos* Portis = *U. priscus* Goldfuss 1810 (Verh. d. Kaiserl. Leop.-Karol. Akad. d. Naturf. Bd. 10. Heft 2. pag. 260) = *U. arctos subfossilis* v. Middendorf. Diese Vergesellschaftung von braunen Bären mit den genannten Dickhäutern ist geradezu typisch für die mitteldiluvialen Kalktuffe vom Typus Taubach, ferner für den älteren Lößlehm, der mit diesen Kalktuffen als gleichaltrig angesehen werden darf. So für den von Achenheim, der Höhle von Hundsheim und vieler älterer Höhlen von Südfrankreich.

In mitteldiluvialen Flußablagerungen trifft man *Ursus arctos* nur selten an. Gegen Ende der Diluvialzeit wird die *Mercki*-Fauna durch die des *Rhinoceros tichorhinus* und *Elephas primigenius* abgelöst, und ein anderer Bär — *U. spelaeus* — tritt an Stelle des *U. arctos*. Erst nach Vernichtung dieser Fauna mit Rückkehr des Rehes in die Wälder Mitteleuropas beginnt der braune Bär wohl vom Süden her wieder vorzudringen und wird in postquartären Kalktuffen und in den obersten Schichten der Jurahöhlen in Schwaben und Franken nicht selten angetroffen. Das ist der braune Bär, der noch im Mittelalter zuweilen bei uns angetroffen wurde. Es wäre eine dankbare Aufgabe, seine Spuren z. B. auch in der Benennung von Ortsnamen zu verfolgen, wie dies bereits für den Biber durch W. v. Linstow geschehen ist.

Das Verbreitungsgebiet des braunen Bären ist im europäischen Diluvium wohl ebenso groß wie des *U. spelaeus*. *U. arctos* wandert mit Vorliebe mit den Tieren der warmen mitteldiluvialen *Mercki*-Fauna und ist im alten Diluvium noch nicht sicher nachgewiesen. Das östlichste mir bekannte Vorkommen des fossilen braunen Bären ist Syrien (K. v. Fritsch, Die Funde des Herrn Pater Gottfried Zumoffen in den Höhlen am Fuße des Libanon, l. c. pag. 98). Es wird *U. arctos* L. var. *isabellinus* Horsfield angegeben. Westwärts folgt Kronstadt in Siebenbürgen (Diluviale Säugetierfauna vom Gesprengberg, Toula, 1909, l. c. pag. 609—611). Dann kommen einige Vorkommnisse in Ungarn, Hundsheim, ferner Heppenloch in Württemberg (A. Hedinger, Die Höhlenfunde aus dem Heppenloch, Jahreshefte d. Ver. f. vaterl. Naturk. in Württ. 1891. pag. 10). Doch handelt es sich da nicht um zwei Species, sondern nur um verschiedene Größen der gleichen Art *U. arctos* var. *priscus*. Ueber Funde des *U. arctos* macht E. Fraas (Die Beilsteinhöhle auf dem Heuberg bei Speichingen, Fundberichte aus Schwaben. 3. Jahrg. 1895) Mitteilung und hebt hervor, daß nicht der in der Charlottenhöhle bei Hürben aufgefundene „*U. priscus*“ hier vorliegt, wie auch die Tabelle S. 126 [578] zu erkennen gibt. Auch in den alluvialen Kalktuffen der „Alb“ ist der braune Bär bekannt. In Franken ist *U. priscus* neben *U. spelaeus* (inkl. *arctoideus*) gefunden worden. Goldfuss[1]) fand einen Schädel in den tiefsten Teilen der Gaylenreuter Höhle (Cuvier, Oss. foss. T. 7. pag. 262—268). In seiner „Uebersicht über vierundzwanzig mitteleuropäische Quartärfaunen“ (Ztschr. Deutsch. Geol. Ges. 1880) führt Nehring den braunen Bären nur dreimal in fossilem Zustande an: 1) von Gera, 2) von Thayingen, 3) von Würzburg. Fundorte der braunen Bären sind besonders Taubach (von wo ihn Portis, Palaeontographica. N. F. [4] 25) beschrieb und Burgtonna, wo ihn H. F. Schäfer (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 61. Heft 4. 1909. pag. 445—469) mit Taubacher Fauna erwähnt. Die englischen Funde des fossilen *U. arctos* und *U. ferox* sind von R. S. Reynolds in „The Palaeontographical Society“ (The British pleistocene bears. Vol. 57) zusammengestellt.

1) Die Umgebungen von Muggendorf. Von Dr. G. H. Goldfuss. Erlangen 1810. pag. 273.

In den Höhlen, welche SCHMERLING ausgegraben (Recherches sur les ossemens fossiles découverts dans les cavernes de la province de Liége) fand sich nach DAWKINS (The classification of the pleistocene strata of Britain and the Continent by means of the Mammalia, Proc. Geol. Soc. Vol. 28. P. 1. Tabelle) sowohl *U. arctos* als *U. ferox*; SCHMERLING sagt aber ausdrücklich, daß kein Schädel sich fand, der auf *U. priscus* GOLDFUSS bezogen werden könne, wohl aber (pag. 118) ein Unterkiefer, der auf t. 20 f. 1 abgebildet wird. *U. arctos* kommt nach demselben Autor in den Seine-Somme-Terrassen vor.

Wenden wir uns nach Frankreich, so finden wir wichtige Mitteilungen über den fossilen braunen Bären bei GAUDRY et M. BOULE, Les oubliettes de Gargas (Hautes Pyrénées), Matériaux pour l'histoire des temps quaternaires. Fasc. 4. Paris 1892: „*Ursus priscus* scheint einfach ein *Ursus arctos* von großem Wuchse zu sein, und wir halten es für das Beste, ihn mit dem Namen *Ursus arctos* race *priscus* zu bezeichnen." Er wäre der Vorfahre unserer Bären. — M. FILHOL hat beim Studium eines Schädels von *U. priscus* aus der Höhle von Herm (Extr. Soc. Sciences phys. et nat. de Toulouse) die Aehnlichkeiten dieses Fossils mit dem braunen Bären, der jetzt in den Pyrenäen lebt, hervorgehoben; dementgegen wäre *U. spelaeus* eine verschiedene Art, welche erloschen ist, ohne Nachkommen zu hinterlassen. Nicht weit von der französischen Grenze wies HAGMANN in „Die diluviale Wirbeltierfauna von Vöklinshofen, Oberelsaß", (I. Teil, Raubtiere und Wiederkäuer, Abh. z. geol. Spezialkarte von Elsaß-Lothringen) neben *U. spelaeus* den *U. arctos subfossilis* v. MIDDENDORF nach in einer jungglazialen Ablagerung. Am ausführlichsten wurden diese beiden Bären behandelt von E. FRAAS in „Die Sibyllenhöhle auf der Teck bei Kirchheim und die Charlottenhöhle bei Hürben" (Württ. naturw. Jahreshefte. Bd. 50. 1894. pag. 62). Die sogenannten *priscus*-Schädel aus der Charlotten-, Irpfel- und Sibyllenhöhle gehören nach E. FRAAS pag. 83 „keiner selbständigen Art an, sondern sind nur eine Varietät des *U. spelaeus*, der ja schon so vielmals getauft worden ist!" Aehnlich mag es sich mit mancher anderen Angabe von zwei verschiedenen *Ursus*-Formen aus derselben Ablagerung verhalten. SCHLOSSER zeigte (a. a. O.), daß die Größenverhältnisse bei *U. spelaeus* um ca. 30 Proz. variieren.

P. GERVAIS erwähnt *U. arctos*, den gemeinen Bären, in Zool. et Pal. française. pag. 205 aus der Höhle Saint-Julien d'Écosse (Gard) und aus der von Tour-de-Farges (Hérault).

Mehrfach wird *U. arctos* von E. CHANTRE (L'homme quaternaire dans le bassin du Rhône. Paris-Lyon 1901) aus postglazialen Kulturschichten der Solutré Magdelénien-Epoche angeführt. In Solutré selbst fand sich der braune Bär neben *Gulo, Saiga tatarica* etc. (Liste pag. 145). Ferner in der Grotte de Veyrier oder du Salève (Haute Savoie) mit *Ibex, Castor, Sus*, Luchs, also wohl der Uebergangszeit nach dem Neolithikum angehörig, in dem er eine fast universelle Verbreitung besitzt. Die Grotte de Sié (Schweiz) enthielt seine Reste neben der gleichen Fauna.

Zuverlässig sind auch die Angaben von HARLÉ. Er stellte 1910 (Bull. Soc. géol. 4. Sér. T. 10. pag. 90) in einer Revision der Arbeiten von DE SERRES, DUBREUIL und JEANJEAN in Lunel Vieil *U. arctos* L. fest. An weiteren Fundorten sind zu nennen: La caverne à ossements de Montmaurin (Haute Garonne, Anthropologie. T. 13. 1902 par M. BOULE), *Ursus* de petite taille neben einer der Hundsheimer Fauna äußerst ähnlichen Tiergesellschaft; ferner: Découverte d'ossements d'Hyènes rayées dans la grotte de Montsaunès (Haute Garonne), Bull. Soc. géol. de France. 3. Sér. T. 22. 1894. pag. 234: „*Ursus* généralement de grande taille qui n'est pas identique à l'*Ursus spelaeus* type". Ein weiteres Vorkommen macht HARLÉ bekannt in: Les brèches à ossements de Montoussé (Hautes Pyrénées) als *Ursus* cf. *arctos* mit *Canis*. Er schreibt in seinem „Essai d'une liste des Mammifères et oiseaux quaternaires connus jusqu'ici dans la Péninsule ibérique" (Bull. Soc. géol.

de France. 1909. pag. 367): Der *Ursus spelaeus* ist uns nur auf dem Nordabhang der Pyrenäen, bis nach Santander, bekannt, und er ist häufig; er scheint im Süden durch einen *Ursus arctos* ersetzt zu sein. Eine ausführliche Beschreibung erfuhr der iberische *U. arctos* durch HARLÉ in: Les mammifères et oiseaux quaternaires connus jusqu'ici en Portugal; t. 1 u. 5 bringen Abbildungen des Bären; *U. arctos* von Furninha (Péniche) und von Das Fontainhas. Auf pag. 58—61 werden dieselben beschrieben und gemessen.

G. BUSK hat wohl als erster den braunen Bären in Gibraltar festgestellt (The ancient or quaternary Fauna of Gibraltar, l. c.) und auf t. 4, 5, 6 abgebildet. Die Stücke stimmen gut mit dem Hundsheimer Bären überein. Schließlich kommt der fossile *U. arctos* auch in Italien bei Rom vor, von wo ihn POHLIG angibt als *U. (arctos) antiqui* neben *Felis pardus* und *Hyaena striata* (vgl. Hundsheim), Monatsber. d. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 5. 1909. pag. 242—249.

Bei *U. Deningeri* v. REICHENAU aus Mauer (in Tübingen) und bei *U. arvernensis* von Mauer im gleichen Museum beobachtete ich an den Alveolen des $M_3$, daß dieser Zahn 2 vordere Wurzeln und eine dritte, ziemlich isolierte Wurzel für den Talon dieses Zahnes besessen hat. Die Seitenansichten der beiden Unterkiefer – bei der *U. Deningeri*-Mandibel ist der vordere Teil abgebrochen — gebe ich auf Taf. XI [XXXIX], Fig. 2 u. 4. E. T. NEWTON hat in seiner Monographie: The Vertebrata of the Forestbed Series, eine Anzahl von Resten einer großen Bärenart abgebildet, die er auf *U. spelaeus* bezieht, da unter den Exemplaren dieser jungdiluvialen (Höhlen-)Form solche gefunden werden, welche in den Maßen mit dem sog. Forestbed-*spelaeus* besonders hinsichtlich der Zähne sich decken. Gleichwohl sind einige konstante Abweichungen zu beobachten. Das ist einmal der stets kleine, an *U. arctos* erinnernde Eckzahn, der nie die größten Maße des *U. spelaeus* erreicht, auch die übrigen Zähne bleiben im Mittel unter den Maßen des *U. spelaeus*, obwohl die Kiefer genau die Form und oft auch die Stärke von *U. spelaeus*-Mandibeln aufweisen. Besonders typisch für *U. Deningeri* ist der von NEWTON t. 1 f. 2 abgebildete Unterkiefer. Der geradezu winzige Eckzahn, das Vorhandensein eines $P_1$, der schlanke gerade Unterkiefer sind bei *U. Deningeri* die Regel.

Für ***U. Deningeri*** gibt W. v. REICHENAU als Höhe des Ramus zwischen $M_2$ und $M_3$ 53—75 mm an gegen 47—87 bei *U. spelaeus*. Ein von mir gemessener *U. Deningeri*[1]) aus Mauer ist 73 mm hoch (in Tübingen). Der von NEWTON t. 1 f. 2. (No. 3) abgebildete Ramus ist 67,5 mm unter $M_1$ hoch, No. 4 (bei NEWTON fig. 3) ist unter $M_1 = 63$ mm, unter $M_3 = 76$ mm hoch, so daß für No. 2 eine ähnliche Höhe unter $M_2$ angenommen werden darf, wie für das Original von Mauer (in Tübingen). No. 1 mißt nach Abbildung bei NEWTON. fig. 1, 58 mm unter $M_2$. Es werden also niemals von den Forestbed-Bären Unterkieferhöhen erreicht, wie diese bei *U. spelaeus* öfters vorkommen. Andererseits werden die Unterkieferhöhen des *U. etruscus* (zwischen $M_2$ und $M_3 = 44$—64 mm) von dem Forestbed-Bären übertroffen.

Der Caninus, oben und unten, wird von W. v. REICHENAU pag. 213 folgendermaßen geschildert: „Er kommt gleichfalls (wie die I) dem von *Ursus arctos* näher, als dem von *spelaeus*. Er ist vorn leicht gekrümmt, schlank, hinten konkav, mit kräftiger Schneide versehen. Die Wurzel ist stark." Für den unteren C führt W. v. REICHENAU pag. 222 aus: „Der Canin stimmt in der Gestalt sehr mit jenem des *Ursus etruscus* überein, denn er ist gleich jenem an der Wurzel dick, leicht in der Längsachse (nicht zur Seite, wie bei *U. arctos*) gebogen, rundlich, nicht plattgedrückt, und rasch ver-

1) *U. Deningeri* von Mauer überbietet alle von W. v. REICHENAU gemessenen Zähne mit 27,7:16,8 mm als Längen und Breitenmaß des $M_2$. Vgl. Taf. XI [XXXIX], Fig. 3.

schmächtigt.“ Diese Beschreibung paßt vorzüglich auf den Eckzahn der auf t. 1 f. 1 dargestellten Mandibel. Die leicht geschwungene Form des C erinnert an *U. etruscus* und vollends an *U. arvernensis* (siehe unsere Taf. XI [XXXIX], Fig. 2). Schon allein aus der Form des C möchte ich schließen, daß *U. Deningeri* weniger herbivor gewesen ist, als sein jungdiluvialer Nachkomme, der *U. spelaeus*, dessen tief abgekaute Zähne (sogar Eckzähne) an einen Wiederkäuer erinnern. Er muß ein ähnlich harmloses Tier gewesen sein, wie *U. arctos* var. *beringiana* v. Middendorf.

Die Längsdurchmesser der Krone des C (basal) bei *U. Deningeri* ergaben folgende Zahlen an den Stücken vom Forestbed: No. 1: 23 mm (28,5 an der Wurzel); No. 2: ebenso: 21,5 und 21,7; No. 4: längerer Durchmesser der Caninalveole 28,5 (kürzerer Durchmesser 18,7). Als Längsdurchmesser des Canin für die *Deningeri*-Formen von Mosbach-Mauer gibt v. Reichenau, pag. 222: 19,2, 22, 26,5, 21, 22, 20, also dieselben Extreme 19,2—26,5 wie bei den Forest-Bären mit 21,5—28,5. Die Variationsgrenzen der Canin-Wurzeldicken sind bei den Mosbacher Bären 25—28, gegen 21,7—28,5 bei den Forestbed-Bären. Die *spelaeus*-Formen haben Kronendurchmesser von 21,5—33 mm nach W. v. Reichenau.

In der Entwicklung bzw. Unterdrückung der $P_1$—$P_3$ gleicht der Forestbed-„*U. spelaeus*“ dem *U. Deningeri*, wie auch dem typischen *U. spelaeus* darin, daß gewöhnlich alle 3 P fehlen. Nur einmal ist an einem Mosbacher Bären ein $P_3$ entwickelt, und nur einmal an einem Forestbed-Bären ein $P_1$ gesehen worden. $P_1$ wurde schon öfters an Höhlenbären beobachtet.

Maßtabelle.

| *U. Deningeri* | Forestbed | | | | | | Mosbach nach W. v. Reichenau | | | | Forestbed | Mosbach | *U. spelaeus* | *U. etruscus* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | No. 1 | No. 2 | No. 3 | No. 4 | No. 5 | No. 16 | No. 1 | No. 4 | No. 7 | No. 16 | Mittelmaß | Mittelmaß | Mittelmaß | Mittelmaß |
| $P_4$ Länge | 15 | 16,5 | 18,2 | 17,7 | 14,7 | — | 16,0 | 14,2 | 15,6 | 12,4 | 16,4 | 14,9 | 15,0 | 13,8 |
| Breite | 10 | 9,7 | — | — | 9 | — | 9,6 | 8,3 | 10,2 | 8,5 | 9,2 | 8,9 | 10,1 | 7,5 |
| $M_1$ Länge | 25,5 | 25,8 | — | 27 | — | — | 26,9 | 24,2 | 24,2 | 27,8 | 26,1 | 25,1 | 29,9 | 23,7 |
| Breite | 12,5 | 13,7 | — | Alv. | — | — | 14,0 | 12,5 | 12,6 | 12,6 | 13,6 | 12,3 | 14 | 11,0 |
| | | | | | No. 6 | | | | | | | | | |
| $M_2$ Länge | 25,5 | 26,5 | — | 27,5 | 25 | 31,7 | 24,5 | 26,0 | 26,0 | 26,6 | 26,1 | 26,7 | 28,8 | 24,0 |
| Breite | 16,7 | 18 | — | 20 | 16,5 | 20 | 17,0 | 17,3 | 16,2 | 16,4 | 17,8 | 16,7 | 18,1 | 15,2 |
| $M_3$ Länge | 25 | 26,5 | 28 | 26,5 | — | 27,5 | 25,5 | 25,0 | 22,5 | 24 | 26,5 | 23,5 | 27,3 | 18,3 |
| Breite | 17,5 | 19,4 | 20,5 | Alv. | — | 19,5 | 20,0 | 20,1 | 16,0 | 18,2 | 19,1 | 17,9 | 19,1 | 14,3 |

Aus dem Vergleich der mittleren Längen- und Breitenmaße ergeben sich nicht unwichtige Differenzen zwischen dem *Spelaearctos*-Bären von Mosbach und dem des Forestbeds: offenbar steht der Forestbed-Bär in der Mitte zwischen dem Mosbacher Bären und dem Höhlenbär; ein Umstand, der nicht etwa auf eine vermittelnde Altersstufe der Forestbed-Ablagerung zurückzuführen ist, als vielmehr darauf, daß die Heimat des Höhlenbären, wie der *Tichorhinus*-Fauna überhaupt, im Norden zu suchen ist. Die *U. Deningeri*-Formen von Mosbach-Mauer stehen dem *U. etruscus* näher.

Eine besonders charakteristische Form soll nach W. v. Reichenau der untere $M_3$ bei *U. Deningeri* besitzen. Auf pag. 238 heißt es: „Bei *Ursus Deningeri* ist die typische Form vorn breit, abgerundet-rechtwinklig, nach hinten beiderseits im Bogen verjüngt, also breit-keilförmig. Im Gegensatze hierzu hat der Zahn bei *Spelaearctos* wieder mehr Parallelogrammform angenommen, indem das Talonid, wohl abgeschnürt, nahezu die Breite der vorderen Hälfte erreicht.“ pag. 253: „Sowohl die absolute

als die relative Länge steht weit hinter *spelaeus* zurück“ [1]). Auch bei den Forestbed-Bären ist der $M_3$ keilförmig nach hinten verschmälert, doch will es mir scheinen, als sei er im Vergleich zu seiner Länge etwas breiter, wie es in noch höherem Maße für die $P_4$—$M_2$ gilt. Ueber diese Verhältnisse gibt die Maßtabelle Aufschluß, welche zeigt, daß der Forestbed-Bär nicht oder nur zum Teil mit dem Mosbacher Bären identisch ist, im allgemeinen aber dem *U. spelaeus* näher steht, als dem *U. Deningeri*.

Eine ähnliche Wichtigkeit wie der $M_3$ des Unterkiefers, der durch seine Kleinheit und die meist konische Form leicht von *U. spelaeus* zu unterscheiden ist, besitzt die Gestalt des $P_4$. Dieser Zahn wird von Newton dreimal (t. 1 f. 1a u. 2a, t. 2 f. 2a) von oben her abgebildet und läßt eine Breite erkennen, die weit über jene der *U. Deningeri* (vgl. W. v. Reichenau t. 9 f. 1 u. 2) hinausgeht. Auch sind starke Sekundärhöcker, wie bei *U. spelaeus*, an den Forestbed-Zähnen erkennen. R. S. Reynolds hat in Vol. 57. der Palaeontographical Society (The british pleistocene Bears. t. 6 f. 6a und 6c) die letzten unteren Prämolaren abgebildet, die sich durchaus an *U. spelaeus* anschließen und von *U. Deningeri* mit dem fehlenden Innenhöcker an $P_4$, stark abweichen.

Ueber den $P_4$ des *U. Deningeri* äußert sich W. v. Reichenau auf pag. 224 wie folgt: „Der letzte oder vierte Prämolar ($P_4$) ist wohl entwickelt. Wie bei *Ursus arctos* ist das Protoconid ein seitlich stark komprimierter Conus mit einem teils deutlichen, teils undeutlichen Basalband, welches sich mindestens aber vorne und hinten als ein Wulst erhebt. Auf der labialen Seite ist der Zahn ganz glatt, auf der inneren jedoch in veränderlicher Weise mit einem, selten mehreren Knötchen besetzt. Bei einem chthamalognathen Unterkieferaste des Mainzer Museums hat der $P_4$ eine aberrante Form. Sein Protoconid ist niedrig und stumpf, gewissermaßen stecken geblieben, während sich das innere Basalband außergewöhnlich entwickelt zeigt, hoch am Protoconid hinaufreicht und zwei rundliche Knötchen bildet. Der $P_4$ des Kieferfragmentes in Hildesheim zeigt einen höheren vorderen Wulst. Im übrigen entbehren die $P_4$ der Mosbacher Bären aber der echten Sekundärhöcker und haben daher nur entfernte Aehnlichkeit mit jenen der *Spelaearctos*-Gruppe“ (siehe t. 12 f. 2). Der Vergleich mit *U. arctos* lautet pag. 228: „In der Gestalt des Zahnes ist bei seiner großen Variabilität kein einziger durchgreifender Unterschied von *Ursus arctos* L. zu erkennen.“ pag. 229: „Die höchste Entwicklung hat der $P_4$ bei den Höhlenbären erreicht, wie denn überhaupt die Backenzähne bei dieser Gruppe ganz besonders entwickelt sind und die sekundären Bildungen in ausgeprägter Weise besitzen. So variabel auch der $P_4$ bei den Höhlenbären ist, so unterscheidet er sich doch durch seine Breite uud die lingualseitigen Sekundärhöcker von dem gleichnamigen Zahn aller übrigen Bären.“ Nach diesen Ausführungen kann es keinem Zweifel mehr unterliegen, daß der Vorfahre des Höhlenbären in dem sogenannten *U. spelaeus* des Forestbed zu suchen ist und nicht in *U. Deningeri*, wie W. v. Reichenau glauben möchte. Eine Annäherung an *U. etruscus* findet in beiden altdiluvialen Rassen statt, jedoch in höherem Maße bei dem Bären des Mittelrheingebietes.

Von größtem Interesse ist es, daß eine dem *U. Deningeri* nahestehende Form sich auch in England findet in den Ziegeltonen von Grays-Thurrock, welche für das tiefste Diluvium in Südengland gelten und unmittelbar an die Forestbedserie anschließen, vielleicht sogar mit den Upper freshwater beds identisch sind [2]).

1) Demnach kann das unter No. 16 auf pag. 15 von E. T. Newton behandelte Zahnpaar sich nicht auf *U. Deningeri* beziehen, sondern muß wegen der großen Länge des $M_3$ von 32,5 mm auf einen normalen Höhlenbären bezogen werden. Hingegen ist das angeblich aus Woodbridge stammende Fragment, vom Aussehen eines Forestbedfossils, ein sicherer *U. Deningeri*.

2) Ueber das Altersverhältnis der englischen Diluvialablagerungen sprach ich mich in einem Referat im Neuen

Von dem Grays-Thurrock-Bären bildet R. S. Reynolds t. 6 f. 6b neben 2 $P_4$ aus dem Forestbed einen $P_4$ ab, der nicht übel zu *U. Deningeri* passen würde. Ein innerer Haupthöcker fehlt hier, dagegen sind einige kleinere Spitzen vorhanden und ein kräftiges Basalband. In seiner Einfachheit erinnert der Zahn gleichfalls an *U. etruscus*. Von sonstigen P ist nur noch ein $P_1$ (als Alveole) kenntlich, genau wie an dem von E. T. Newton beschriebenen und auf t. 1 f. 2 abgebildeten „*Ursus spelaeus*" vom Cromer Forestbed. Bei *U. Deningeri* ist freilich noch nie ein $P_1$ beobachtet worden, wohl einmal ein $P_3$, doch möchte ich hierauf keinen besonderen Wert liegen. Im Bau und in den Dimensionen glichen die Molaren den gleichen Zähnen des *U. Deningeri* W. v. Reichenau. In der englischen Literatur figuriert der Grays-Thurrock-Bär als „*Ursus horribilis*", so auch bei S. Reynolds im Hinblick auf den $P_1$ und die fehlenden $P_2$ und $P_3$ und mit Rücksicht auf die offenkundige Verschiedenheit von *U. arctos* und *U. spelaeus*.

Es ist eine dankenswerte Aufgabe, den eingehenden Vergleich des Grays-Bären mit dem *Ursus Deningeri* durchzuführen, der zwar nicht die spezifische Gleichheit beider Formen dartun wird, wohl aber eine Zwischenstufe zwischen *U. Deningeri* und *U. spelaeus* ergeben wird. Folgende Nummern der Sammlungen des British Museum beziehen sich auf den Grays-Thurrock-Bären: $P_4$ 22030 (Original zu Reynolds), linke Mandibel 82029, rechte Mandibel 23138, linke Mandibel 21652, $M_1$ und $M_2$ des linken Oberkiefers 23139.

Diese von *U. spelaeus* abweichende Form ist vielleicht auch im Upper freshwater bed der Forestbed Series von Mundesley? vertreten, wie ein Maxillenfragment No. 10 bei E. T. Newton vermuten läßt. Von ihm sagt Newton pag. 13 aus: „Dies Stück stimmt genau mit einem ähnlichen Oberkieferfragment von den Pleistocenschichten von Grays, Essex, überein, das im British Museum aufbewahrt wird (No. 23, 139).

Die Maße dieser Zähne vergleiche ich mit einem Zahnpaar von *U. Deningeri* (im Mainzer Museum, No. 2 bei W. v. Reichenau):

| | No. 9 (E. T. Newton) | No. 10 (E. T. Newton) | No. 2 (W. v. Reichenau) | No. 4 (W. v. Reichenau) |
|---|---|---|---|---|
| $M_1$ Länge | 27,2 | 24,5 | 25,5 | 26,2 |
| Breite | 18,5 | 19 | 18,2 | 19,5 |
| | No. 8 | | | |
| $M_2$[1] Länge | 45,5 | 38 | 37 | 44,0 |
| Breite | 22 | 20,2 | 21,2 | 23,2 |

Es liegen demnach sowohl die von E. T. Newton als *U. ferox* bezeichneten oberen M von Grays und vom Forestbed (No. 10), wie auch die von ihm „*U. spelaeus*", No. 8 und 9, genannten Reste des Forestbeds innerhalb der Variationsgrenzen des *U. Deningeri*, so daß nach den Zahnmaßen allein kein Grund vorliegt, verschiedene Species von *Ursus* für das Forestbed anzunehmen. Mit einziger Ausnahme freilich des *U. arvernensis*, der unzweifelhaft in dieser Ablagerung vorkommt.

Zu *U. spelaeus* bzw. zu einer dem *U. Deningeri* nahestehenden Mutation müssen die folgenden Bärenreste aus dem Forestbed gestellt werden: (M/5995) linke Mandibel mit C, $M_2$ und $M_3$; (M/6079) rechte Mandibel mit $M_2$ und $M_1$; (M/6186) rechte Mandibel mit C, $P_4$, $M_1$—$M_3$; (M/6186) rechte Mandibel; (M/6083) $M_1$ l. o. (Orig. zu Newton); (M/6186) rechte Mandibel; (M/6191) linke Mandibel:

Jahrb. f. Min. 1908. Bd. 2. Heft 3. pag. 426—427 aus. Ich sprach daselbst den Bären des Forestbed als *U. Deningeri* an und den von Grays-Thurrock als *U. arctoideus* (als eine dem *U. Deningeri* noch sehr nahestehende Art).

1) Der auf Taf. XI [XXXIX], Fig. 3 abgebildete untere $M_2$ des *U. Deningeri* von Mauer (Mus. Straßburg) ist 27,7 mm lang, 16,8 mm breit und 9 mm auf der lingualen Seite hoch.

(M 8188) linke Mandibel; (M 6080) $M_1$ r. o. bei Newton t. 2 f. 1; (16488) Orig. zu Owen: Brit. foss. Mamm. f. 75 als „*Ursus spelaeus*" und ist als solcher auch in Zittels Lehrbuch übergegangen. Diese Mandibel wird von Newton t. 1 f. 1 neu abgebildet. Der $P_1$ gleicht vollkommen dem von W. v. Reichenau t. 9 f. 1 abgebildeten Zahn in einem jugendlichen Kiefer. Das Innenhöckerchen an dem $P_4$ ist bei den Forestbed-Exemplaren stets vorhanden, vielleicht mit Ausnahme des von Newton t. 2 f. 2 abgebildeten Zahnes, der dem besprochenen aus Grays ähnlicher sieht. Der von Newton t. 2 f. 3 abgebildete $M_2$ ist unserer Fig. 3 Taf. XI [XXXIX] eines $M_2$ aus Mauer (Original in Straßburg) recht ähnlich, wennschon etwas breiter, was überhaupt für die Forestbedzähne im Gegensatz zu denen aus Mosbach und Mauer gilt. Erst im Niveau von Grays erscheint eine Rasse des altdiluvialen Höhlenbären, die mit den Resten aus Mosbach die allergrößte Aehnlichkeit besitzt. Jedoch in einem Punkte steht sie wieder dem Forestbed-Bären nahe, nämlich in der gelegentlichen Entwicklung eines $P_1$, während der Bär von Mosbach gelegentlich einen $P_3$ zurückbehält. Die größere Breite der Forestbed-Bärenzähne im Vergleich zu den Mosbachern möchte ich auf lokale Verschiedenheiten, wie z. B. der Vegetation, zurückführen. In dem Schwemmlande des Rheindeltas an der englischen Ostküste zur spätpliocänen bis altquartären Periode mögen Sumpfbeeren die beliebteste Nahrung der großen Bären gebildet haben, während in den deutschen Mittelgebirgen andere Pflanzen, Wurzeln und Beeren die Nahrung abgaben. Dazu kommt noch eine zeitliche Verschiedenheit. Die Forestbed-Fauna ist in ihren unteren Schichten (Elephant bed) entschieden älter als die Hauptmasse der Mosbacher Fauna, die ihrerseits mehr Anklänge an die Fauna von Grays aufweist.

Die Upper freshwater beds haben mit Mosbach bzw. Mauer, außer *Rh. etruscus*, das Reh, den Edelhirsch, die Wildkatze und vielleicht den Löwen gemeinsam. Daß auch an der englischen Ostküste bei Pakefield im alten Diluvium der Löwe vorkam, beweist die Mandibel im British Museum (M 6165). Sie gleicht in ihrem rostig-gelben, stark imprägnierten, an den *etruscus*-Oberkiefer des gleichen Fundortes erinnernden Zustande der Fossilisierung, ganz den Resten aus Mosbacher Sand und ist sehr verschieden von allen Forestbed-Fossilien, zumal von denen aus dem Elephant bed.

Im Upper freshwater bed könnte noch Löwe gefunden werden. Es bestehen nämlich auch zwischen den höheren Schichten der Forestbedserie (Upper freshwater bed) nahe Analogien zwischen diesen Bildungen und den Tonen von Grays. Es sind dies *Macacus*, *Elephas antiquus*, *Trogontherium* (auch in den lower brick-earths des Themsetales gefunden) und *Hyaena crocuta* race *intermedia*. Auf diese letztere Form werden wir bei Besprechung der Hyänen von Hundsheim zurückkommen. Daß aber die Upper freshwater beds mit Grays nicht gleichaltrig sind, das zeigt sofort die Verschiedenheit der Rhinoceroten in beiden Fundschichten.

Was also den Bären des Forestbeds und von Grays betrifft, so ist dessen Zuweisung zum Formenkreis des *U. Deningeri* W. v. R. die natürlichste Lösung der Speciesfrage. Es muß aber hervorgehoben werden, daß speziell der Forestbed-Bär der vermutliche Stammvater des *U. spelaeus* der nordischen *Tichorhinus*-Fauna sein dürfte und nicht der *U. Deningeri* von Mosbach. Diese Rasse hat vermutlich den Ursprung anderer Höhlenbärrassen geliefert, wie die des *U. arctoideus* Blumenbach [l. c. pag. 272[1])] aus der Grotte de l'Herme und des *U. spelaeus* race *minor* H. Gaudry u. M. Boule (l. c.) aus Gargas.

Auch in Südfrankreich fanden sich Reste des altquartären Höhlenbären, welcher mit den kleinen Höhlenbären der Pyrenäenhöhlen wohl in engster verwandtschaftlicher Beziehung steht. Das

1) pag. 273 ist von *Ursus arctos subfossilis* v. Middendorf aus dem Heppenloch (Hedinger 1870) die Rede.

Auftreten eines oberen $P_3$ bei dem *Gargas*-Bären erinnert noch ganz an *U. Deningeri* (vgl. besonders t. 5 f. 1 bei W. v. Reichenau). In ähnlicher Weise hängt der kleine schwarze Pyrenäenwolf mit dem kleinen Wolf von Mosbach zusammen, und „die heute noch in den Pyrenäenbächen lebende *Unio litoralis* var. *subtriangularis* Noulet findet sich in der gleichen Sandschicht zu Mosbach, welche 3 Unterkieferhälften obigen Hundes ergab" (W. v. Reichenau pag. 195/6).

Von Resten des *U. Deningeri* von anderen Lokalitäten als Mosbach, Mauer, Grays und Cromer Forestbed? wäre mit einiger Wahrscheinlichkeit ein Zahn aus dem Höhlenspalt von Soligny (Saône et Loire), Original im Museum der Faculté des Sciences in Lyon, zu nennen, der sich mit einigen Tieren der Mosbacher Fauna vergesellschaftet fand. In St. Prest ist gleichfalls *U. Deningeri* zu erwarten und ebenso in den Tonen von Tegelen und der Campine, wie auch aus der Hauptterrasse am Niederrhein. In Süßenborn hat man unzweifelhafte Reste des *U. Deningeri* gefunden. Das beste Stück, ein unterer zweiter Molar, gleicht ganz dem Exemplar von Mauer; er wird in der Privatsammlung von Herrn Inspektor Rebling in Weimar aufbewahrt. Auch E. Wüst gab in „Pliocän und ältestes Plistocän in Thüringen" *Ursus*-Reste aus dem Kiese von Süßenborn an.

Im Rheintal fand sich in einer mit den Süßenborner Kiesen gleichaltrigen Ablagerung bei Jockgrim in der Pfalz [1]) ein Humerus von *Ursus* sp., der nach der Begleitfauna [2]) nur auf *U. Deningeri* bezogen werden kann.

Die Verbreitung des *U. Deningeri* in altquartären Schichten wird sich einst wohl bis nach Südrußland ausdehnen lassen, wo wir schon manche unseren altquartären Arten ähnliche Tierformen, teilweise sogar noch lebend, angetroffen haben.

Von *Ursus* aff. *Deningeri* wurde wahrscheinlich in Hangenbieten ein Craniumfragment mit Gaumenplatte gefunden, das im Geologischen Institut zu Straßburg aufbewahrt wird. Die Schädelknochen sind bis auf die Hinterhauptregion weggebrochen, wodurch die gelbliche Kalkmergelfüllung des Schädelraumes zutage tritt. Der Schädelausguß ist von einer seltenen Vollständigkeit. Er läßt nach vorn die Riechloben in schönster Weise als Abguß erkennen. Das Fragment scheint mir zu zierlich zu sein für *U. spelaeus*. Von den schweren *U. arctos*-Formen aus Hundsheim und Taubach, besonders aber auch von *U. Deningeri* ist es durch das Fehlen von vorderen P zu unterscheiden. Die größte Breite des Gehirnraumes beträgt etwa 70 mm, die größte Länge vom Inion zu der Spitze der Riechloben 165 mm. Ein Bär von diesen Dimensionen ist allenfalls noch der *Deningeri* W. v. R., der bei Mosbach und Mauer mehrfach gefunden wird. Für *U. spelaeus* ist das Fragment aber entschieden zu klein, wenigstens für die typische Form dieser Art. Das Fehlen der vorderen P im Oberkiefer (vgl. W. v. Reichenau pag. 215) ist ein fortgeschrittenes Stadium, das bei *U. spelaeus* die Regel wird. An dem altdiluvialen Alter des Straßburger Craniums ist nicht zu zweifeln. Dafür bürgt der Zustand der Erhaltung. Zu dem erwähnten Schädelausguß des Bären ist vermerkt: „Diluvium Elsaß". Er stammt aus ockerigem Bach- oder Flußsand aus Buntsandsteinmaterial bestehend. — Man möchte darum an die roten Breuschsande denken, welche die Unterlage des älteren Löß bei Achenheim und Hangenbieten bilden. Das Cranium ist mit kalkiger lößkindelähnlicher Masse ausgegossen. Uebrigens kommen in den Rheinsanden von Hangenbieten gelegentlich auch Breuschsandeinlagerungen vor. Aus einer hangenden Tonbank gewann ich den Calcaneus eines mäßig großen Cerviden (Ren? Edelhirsch?). Ich

1) W. Freudenberg, Das Diluvialprofil von Jockgrim in der Pfalz. Mit Profil. Ber. üb. d. Vers. d. Oberrh. geol. Vereins. 42. Vers. zu Heidelberg. pag. 65—68.

2) *Rhinoceros etruscus* Falconer, *Trogontherium Cuvieri*, *Hippopotamus amphibius* etc.

übergab ihn der Geologischen Landesanstalt in Straßburg. Neuere Funde wurden von Herrn stud. nat. WERNERT aus Straßburg gemacht, die er mir zu zeigen die Güte hatte.

Die durch ANDREAE nach Straßburg gelangten Reste aus dem Diluvialsand von Mauer sind sämtlich aufs genaueste mit Fundortangabe versehen.

Ein zweiter natürlicher Schädelausguß findet sich in der Straßburger Sammlung, der von BENECKE und COHEN in der „Geognostischen Beschreibung der Umgebung von Heidelberg. Straßburg 1881. pag. 541 erwähnt wird mit den Worten: „Unter dem Schreckhof (im Neckartal bei Neckarelz) fanden wir, fest in der Geröllbank sitzend, den Ausguß der Schädelkapsel eines ‚kolossalen Höhlenbären'" (nach Prof. FRAAS). Nach meinem Dafürhalten ist dieser Schädelausguß zu *Bison Schoetensacki* mihi zu stellen, da das Cranium mit dem von KINKELIN in den Abhandlungen der Senckenbergschen Naturforschenden Gesellschaft (Bd. 20. Heft 1. t. 1—4) abgebildeten Schädelausguß des Mosbacher Bisonten, (zusammen mit einer Milchmandibel von *Elephas primigenius*) übereinstimmt, und ferner weil das Geröll vom Schreckhof in das Niveau der Sande von Mauer und Bammenthal gehört, wo mehrfach große *Bison*-Reste gefunden worden sind.

Dieses Stück trägt in der Straßburger Sammlung das folgende Etikett: Inv. 12: (diese Nummer trägt auch ein Fragment einer Unterkiefersymphyse von Mauer? BENECKE 1875, die wegen ihrer Kleinheit und Länge vielleicht auf *Equus Stenonis* zu beziehen ist). „Diluvialkonglomerat unter dem Schreckhof bei Heidelberg." Ich notierte mir 1908, V/VI das Folgende: „Es scheint mir das aus viel Buntsandstein, Jura und Muschelkalk zusammengesetzte rostige Konglomerat dem Niveau der Mauerer Sande anzugehören."

### *Ursus arvernensis* CROIZET.

Taf. XI [XXXIX], Fig. 1 u. 2, Textfig. 58.

Anhangsweise möchte ich eine Bärenart behandeln, welche für das obere Pliocän (Mont Perrier) und das ältere Quartär (Mosbach, Mauer) charakteristisch ist, und die wir auch für das Cromer Forestbed sowie für Puspök Fürdö in Ungarn nachweisen konnten.

Im Mitteldiluvium fehlt jede Spur dieser Pliocänform, doch begegnen wir ihr oder einem nahen

Fig. 54—61. 54 *Canis Neschersensis* CROIZET (Unterkieferbruchstück). 55 *Gulo Schlosseri* KORMOS. 56 u. 57 *Machairodus latidens* OWEN unterer Eckzahn und oberer Reißzahn von innen. 58 *Ursus arvernensis* CROIZET, unterer Eckzahn von ihnen. 54—58 nach Gipsabzügen von Originalen der Arbeiten von Dr. KORMOS, Budapest. Die Fundstücke stammen aus Puspök-Fürdö (Ungarn) aus „präglazialen Ablagerungen". 59 u. 61 *Meles taxus* aus Mitteldiluvium von Groß-Sachsen bei Weinheim (Baden). Zwischenkiefer und Unterkiefer von außen. 60 *Gulo luscus*. Unterkiefer aus den Sanden von Mosbach. Original im Städtischen Museum in Mainz. Die übrigen Stücke in der Sammlung des Verfassers. Maßstab darüber in cm.

Verwandten in der Jetztzeit in dem Malaienbär und dem *Tremarctos ornatus*. Von Mauer bringe ich von dieser Form einen Unterkieferramus von vorzüglicher Erhaltung zur Abbildung. Er wird im Geologischen Institut in Tübingen aufbewahrt und wurde von E. Koken in einem Referat über W. Schötensacks „*Homo Heidelbergensis*“ neben anderen Resten aus Mauer kurz erwähnt. Dem Vorstande des erwähnten Instituts verdanke ich es, das Stück näher untersuchen und abbilden zu können. In der Beschreibung des Kiefers kann ich mich kurz fassen, da W. v. Reichenau in seiner schon mehrfach zitierten Carnivorenarbeit pag. 202—207 die kleinen Bären von Mosbach und Mauer eingehend behandelt hat. Das bezeichnendste Merkmal ist außer der geringen Größe die vollständige Prämolarenreihe, welche auch an einem Mandibelramus von Mauer aus meiner Sammlung (durch W. Blatz 1906) gut erkennbar ist. Die ersten 3 P, welche bei den pliocänen Bären einspitzige Kronen bilden, sind einwurzelig. Es folgen die zweiwurzeligen Alveolen des $P_4$, des $M_1$, $M_2$, $M_3$. Im Unterschiede zu *Arctotherium* ist die Trennung der beiden Wurzeln des $P_3$ sehr vollkommen. Auf Zahnmaße kann hier gleichfalls verzichtet werden mit Ausnahme des $C_1$, welcher nach Vermessung der Tübinger Mandibel näher zu behandeln ist.

| | Stuttgart | Hildesheim | *U. arvernensis* (Croizet) De Blainville | Tübingen | Weinheim | *U. ruscinensis* Dep. |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Länge von ($M_1 + M_2 + M_3$) | 57,2 | — | — | 53 | 59 | 65 |
| „ der Backenzahnreihe $P_4$—$M_3$ | — | — | 76 | 75 | 72 | — |
| „ bis zum Canin (exkl.) | 107 | — | — | 92 | 94 | 105 |
| Höhe des Kieferastes zwischen $M_2$ u. $M_3$ | 54 | — | 38 v. d. Ram. ascend. | 37,5 | 42 | 51 |
| „ „ „ vor $P_4$ | 46 | 44,5 | — | 37,5 | 41 | 46 |
| „ „ Processus coronoideus über dem Unterrande | 125 | — | — | 85,5 | — | 110 |
| Breite des Condylus | 52 | — | — | — | — | — |
| Gesamtlänge des Kiefers bzw. Fragments | 220 | — | — | 190 | ca. 190 | 217 |
| Länge der Zahnlücke | 37 | 31 | — | 32 | 35 | 29 |
| Linguale Entfernung des $M_3$ vom Condylusrande | 89 | — | — | 75 | — | 84 |

Die Form von Perrier, deren Maße nach Newton (l. c. pag. 9) hier an dritter Stelle mitgeteilt sind, schließt sich aufs engste der Tübinger Mandibel an.

Ueber den unteren Eckzahn, der an dem Tübinger Unterkiefer (Taf. XI [XXXIX], Fig. 2) sehr schön erhalten ist, sagt W. v. Reichenau pag. 206 das Folgende: „Der Canin hat eine seitlich sehr flachgedrückte starke Wurzel. Die Krone ist an der Basis von vorn nach hinten (Durchmesser) sehr entwickelt, nimmt aber an Stärke von hinten nach der Spitze hin gleichfalls sehr rasch ab, so daß sie hinten sehr konkav wird, während sie vorn schwach konvex bleibt. Der untere Canin zeigt diese Erscheinung in höherem Grade als der obere. Die Zähne von Mauer besitzen einen dicken, prächtig glänzenden, wohl erhaltenen Schmelz mit Vorder- und Rückenschneide. Einen unteren? C eines dem *U. arvernensis* oder dem *U. etruscus* Ristori nahestehenden Bären besitze ich im Abguß durch Dr. Th. Kormos von Püspökfürdö in Ungarn. (Textfig. 58.)

(Maßtabelle siehe folgende Seite.)

Nach diesen Vergleichen kann es keinem Zweifel unterliegen, daß der kleine *U. arvernensis* auch im Forestbed vorkommt und zwar in derselben Schicht wie *Cervus tetraceros*, *Bison Schoetensacki* und *Hyaena crocuta*, wie die übereinstimmende rötlich braune Farbe dieser Fossilien es vermuten läßt. Die Reste des *U. Deningeri*, welchen wir in einer dem *U. spelaeus* nahestehenden Form gleichfalls nach-

Die Maße betragen bei:

| Oberkieferzahn C* | *U. etruscus* | | *U. arvernensis* | | | *U. ruscinensis* Dep. von Trevoux[2]) |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | Püspökfürdö | (Ristori) Italien | Mosbach (Frankfurt) | Mauer (Hildesheim) | Cromer (Brit. Mus.) M 6204[1]) | |
| Gesamtlänge | 55 | 96 | 53 | 73 | 67 (Abk. ber.) | Dieser Zahn soll vollständig mit dem Typus aus Perpignan übereinstimmen |
| Kronenhöhe | 26 | 40 | 24 | 29 | — | |
| Durchmesser an der Basis | 16 | 26 | 13,5 | 19,2 | 15,5 | |
| Größte Wurzeldicke | 17 | 28 | 14 | 22 | [12] (quere Breite an der Basis) | |

| Unterkieferzahn $C_*$ | *U. etruscus* | | | | *U. arvernensis* | | | *U. ruscinensis* Dep. | *Machairodus* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | (Ristori) Italien | | | | Hildesheim | | Mauer | Trevoux | Puspökfürdö |
| Kronenhöhe vorn | 27 | 28 | 22 | 30 | 25 | 26 | 23 | 24 | 25,5 |
| „ hinten | 36 | 37 | 30 | 34 | 29,2 | 29,2 | 28 | 29 | 23 |
| Durchmesser an der Basis | 23 | 23 | 22 | 22 | 21,6 | 21,2 | 18 | 19 | 15 |
| „ auf $^1/_3$ der Höhe | 15 | 16,5 | 12 | 17 | 11,4 | 11 | 10,5 | 11 | 12 |
| Gesamtlänge | — | — | — | — | 67,5 | 70,6 | — | 84 | 64 |

gewiesen haben, sind gewöhnlich etwas anders gefärbt als der obere Eckzahn des *U. arvernensis*. Die großen Bärenreste sind entweder ebenholzfarben oder dunkel-olivgrün gefärbt, je nach der Lage, aus welcher sie stammen. Ließe sich die Herkunft des von Savin gesammelten *U. arvernensis*-Eckzahnes aus dem Upper freshwater bed sicher nachweisen, so wäre damit eine weitere Analogie mit Mauer und Mosbach gegeben. Wahrscheinlich ist mir freilich, daß der kleine baumbewohnende Bär deshalb so selten im Forestbed angetroffen wird, weil er seine Heimat im waldigen Bergland hatte, wie im Odenwald und Spessart, während die großen Weidebären in der sumpfigen Niederung des Rheindeltas hausten. Auch in den Tonen von Tegelen hat man den *Ursus arvernensis* entdeckt zusammen mit *Cervus Sedgwicki*, *Axis rhenanus* Dubois, *Cervus tegulensis* Dubois, *Hippopotamus amphibius*, *Rhinoceros etruscus*, *Trogontherium Cuvieri* und *Equus stenonis*, *Microtus pliocenicus* Newton und *M. intermedius* [E. T. Newton, Remains of *Ursus etruscus* (*U. arvernensis*) from the pliocene deposits of Tegelen sur Meuse (Haag 1913. 1 Taf.)].

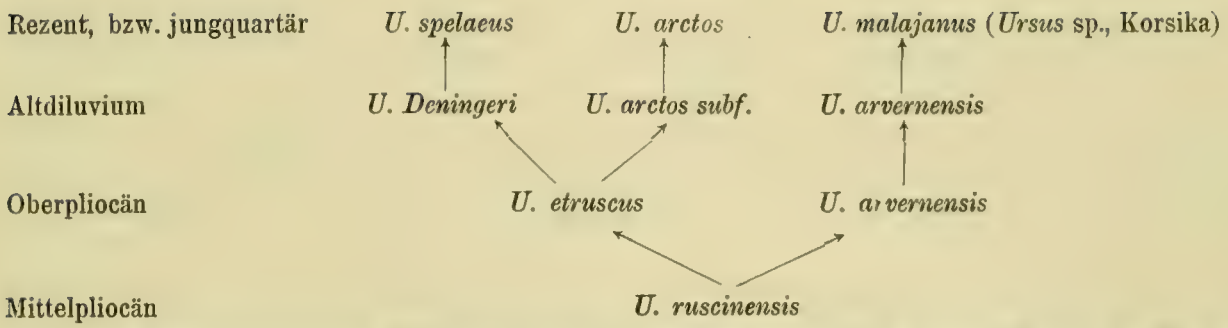
*U. arvernensis* war von Boyd Dawkins in den Listen der Forestbed-Fauna mehrfach angeführt worden, doch wird er von E. T. Newton (l. c.) gestrichen, wie auch *U. etruscus*, nur *U. ferox* und *U. spelaeus* läßt dieser Autor bestehen, die aber in *U.* cf. *Deningeri* zusammengefaßt werden müssen.

Uebrigens findet sich *U. etruscus* schon im Red Crag (Nodule bed), worüber sich eine breite Diskussion entsponnen hat (vgl. Sidney Reynold, British pleistocene Bears, Palaeontographical Society [l. c.]). Auch der große Bär von Grays ist wahrscheinlich mit *U. Deningeri* ident.

*U. arvernensis* ist eine Bärenform, die mit der Gruppe des *U. ornatus* (Andenbär) und des *U. malajanus* die nächsten Beziehungen aufweist. Jene Art nimmt sich im europäischen Diluvium wie ein tertiärer Fremdling aus und muß als ein Relikt angesehen werden.

Ihre genetische Beziehung zu den übrigen diluvialen Bären denke ich mir folgendermaßen:

1) Vgl. unsere Taf. XI [XXXIX], Fig. 1.
2) Étude des gîtes minéraux etc. pag. 196. t. 10 f. 8.




In diesem Stammbaum dürfte der Eisbär, *U. maritimus*, gleichfalls aus der Wurzel des *U. etruscus* hervorgegangen sein oder einen dritten Hauptzweig darstellen. Die Vergabelung des *U. Deningeri* in eine nördliche, dem großen *U. spelaeus* näher stehende Rasse und in eine südliche, welcher dem petit *U. spelaeus* (*U. arctoideus*) der jungdiluvialen Pyrenäenhöhlen den Ursprung gab, wurde früher von mir angedeutet.

Formenkreis des ***Canis etruscus Major*** (Taf. XII [XL], Fig. 1 u. 2 und des ***Canis neschersensis (Croizet)*** De Blainville, ibid. Fig. 4 u. 5.

In meiner vorläufigen Mitteilung über die Fauna von Hundsheim gab ich die folgenden Formen dieser Sippe an: *Canis aureus, C.* cf. *neschersensis* und *C. lupus.* Wir wollen mit den beiden letztgenannten beginnen, die nach meiner inzwischen gewonnenen Anffassung als *C. lupus* im weiteren Sinne zu bezeichnen sind. Neue Belegstücke konnte ich leider für die Gruppe der Caniden nicht erbringen, so daß die frühere Unsicherheit in der Verteilung der spärlichen Reste nicht behoben wurde. Hingegen hat F. Toula vom Gesprengberge bei Kronstadt in Siebenbürgen eine Mandibel seines „*Canis Kronstadtensis*“ beschrieben, die mir nur in einer kleinen individuellen Besonderheit von meinem *C.* cf. *neschersensis* aus Hundsheim abzuweichen scheint. Sehen wir zunächst von dem von mir 1908 auf *C. lupus* bezogenen Humerusende ab und versuchen wir, die Wölfe der Pliocän- und Quartärzeit in ihrer räumlichen und zeitlichen Aufeinanderfolge zu verstehen, so sind diese Ausführungen vielleicht geeignet, einen Beitrag zur Geschichte des Haushundes und seiner Rassen, sowie seiner wildlebenden Vettern zu liefern. Folgende Erfahrungen sind hierfür besonders wichtig: Je weiter im Süden wir den Wolf (*C. lupus*) antreffen, von um so kleinerem Wuchse pflegt er zu sein. Das gilt ebensowohl für den Wolf der alten, wie für den der neuen Welt. In Indien wie in Mexiko ist er von kleiner Statur, um weiter im Norden durch kräftigere Rassen abgelöst zu werden. Die robusten Höhlenwölfe des jüngeren Diluviums von Europa und die kräftige Diluvialrasse des *C. occidentalis* in Nordamerika: der jungquartäre *C. indianensis* Leidy, insbesondere die letztgenannte Form, wandert nun freilich südwärts bis Mexiko, ist aber, wie erwähnt, an eine bestimmte Phase des Eiszeitalters, an die Würmzeit, die Epoche der jüngsten diluvialen Vereisung geknüpft, welche sogar im südlichen Randgebirge der Sierra Nevada von Mexiko eine Senkung der Firngrenze um etwa 1000 m hervorzurufen imstande war. In Anbetracht dieser Tatsachen wird das geographische Problem zu einem klimatischen. In dem Heranwachsen der europäischen oder amerikanischen Wolfsrassen zu den starken Gipfelformen des *C. spelaeus* und des *C. indianensis* während des jüngeren eiszeitlichen Diluviums haben wir ein Analogon zu den Cerviden, insbesondere zu der starken Form des *C. elaphus spelaeus*, welcher sicher von der Rasse des mitteldiluvialen *C. elaphus antiqui* sich ableitet, einer wesentlich schwächeren Varietät des Edelhirsches von südlichem Typus. In Mexiko tritt an die Stelle des

*C. spelaeus*: *Odocoilus hemionus* in einer kräftigen Rasse. *Felis atrox* vertritt im jüngeren Diluvium der mexikanischen Ebenen die gewaltige *Felis spelaea* Europas.

Klimatische Veränderungen sind in erster Linie für örtliche Verschiebungen verantwortlich zu machen. In Mitteleuropa waren vor der Haupteiszeit Wölfe von kleinem Wuchse heimisch, die mit dem Vordringen der nordischen Tierwelt im jüngeren Quartär verschwinden und durch eine stärkere Rasse ersetzt werden. Inwieweit nun ein Abwandern der alteingesessenen Formen erfolgte, und inwiefern ein Umbildungsprozeß von der kleinen Rasse in die kräftigere erfolgt ist, möchte ich einstweilen unentschieden lassen. Von Bedeutung für diese Frage ist das Vorkommen einer dem *C. etruscus* nahestehenden Form im Cromer Forestbed, wodurch sich das Verbreitungsgebiet des kleinen Pliocänwolfes von Mittelitalien (Val d'Arno) bis in das Nordseegebiet der englischen Insel, also bis in die Einflußsphäre der ältesten Vereisung, erweitern würde. Es ist nicht wahrscheinlich, daß im Cromer Forestbed noch eine zweite stärkere Form des europäischen Wolfes sich wird finden lassen, wie denn auch in Mosbach und Mauer immer nur Individuen einer schmächtigen Wolfsrasse (*C. neschersensis* nach W. v. Reichenau) zum Vorschein kamen. In den genannten Fällen hat man anzunehmen, daß das Größenwachstum des europäischen Wolfes in jener weit zurückliegenden Epoche noch nicht so weit vorgeschritten war, um Individuen von der Stärke des *C. lupus spelaeus* hervorzubringen.

Das spärliche Vorkommen einzelner starker Wölfe in den Ablagerungen des Val d'Arno (*Canis Falconeri* Forsyth Major) ist wohl auf die größere Reichhaltigkeit des italienischen Materials zurückzuführen. A. del Campana wird hierüber Aufschluß geben.

Für unsere Frage nach den Einflüssen des Klimas auf die Artbildung ist die Beobachtung Nehrings von Wichtigkeit, daß die Wölfe der Steppen immer kleiner sind, als die des Waldes (Tundren und Steppen, pag. 97).

In Brehms Tierleben (Säugetiere. II. pag. 19/20) finde ich folgende Angabe: „In Ungarn und Galizien unterscheidet man ganz allgemein den Rohr- und Wald-Wolf. Ersterer ist rötlichgrau, nicht stärker als ein mittelgroßer Vorstehhund, lebt meistens in zahlreichen Rotten beisammen und liebt ebene sumpfige, nicht sehr waldreiche Gegenden, letzterer hat aschgraue Färbung, erreicht eine viel bedeutendere Größe als der Rohrwolf, schlägt sich nur während der Ranzzeit in größere Meuten zusammen, bildet außerdem Trupps von zwei bis fünf Stück und bevorzugt zusammenhängende Waldungen."

Die auf Taf. XII [XL], Fig. 4 u. 5 von oben und von der Seite dargestellte Unterkieferhälfte umfaßt den größten Teil des horizontalen Astes. Der Ramus ascendens und die Symphysenpartie mit den beiden vordersten Prämolaren ist weggebrochen. Nur $P_3$, $P_4$, $M_1$ und $M_2$ sind vorhanden. Die kleine Alveole eines $M_3$ zeigt an, daß dieser Zahn bereits in Rückbildung begriffen ist. Die dicht benachbarten Zähne, ihre intakten Kronen, sowie der niedere Mandibelast beweisen das jugendliche Alter des Tieres. Toula gibt folgende Höhenmaße der Mandibel von Hundsheim und jener von Kronstadt an, welche ich mit solchen des jungdiluvialen *Canis lupus* in Vergleich bringe. Die Maße des letzteren sind Woldřich entnommen.

| in mm | Hundsheim | Kronstadt | *L. fossilis* | *L. spelaeus* | *L. Suessi* |
|---|---|---|---|---|---|
| Höhe unter dem $M_1$ auf der Innenseite | 22,8 | 23,0 | 26—30 | 33,5—34 | 36 |

Nach diesen Maßen fällt der Wildhund von Kronstadt und Hundsheim außerhalb der Variationsgrenzen des rezenten wie des fossilen *Canis lupus*. Anders gestaltet sich jedoch der Vergleich mit *C. etruscus* des Oberpliocäns. Ein besonders hoher Unterkiefer dieser Art aus dem Val d'Arno (V. A. 365) mißt ebenda 28 mm, ebensoviel eine Mandibel, wohl derselben Form angehörig, aus dem

Cromer Forestbed (Brit. Mus. M/6169). Bei Forsyth Major finde ich folgende Höhenmaße für den Mandibelramus unter $M_1$: 22, 22,5, 23, 25, 26,5, 27, 27, 27, 29 mm. Ein Ramus mandibulae im geologischen Institut in Tübingen ist ebenda 27 mm hoch. Die Mandibel (V. A. 365) liegt in Basel.

Die Unterkieferhöhe zwischen $P_2$ und $P_3$ schwankt, nach den Abbildungen bei Forsyth Major zu urteilen, zwischen 18 und 24 mm [1]). Die beiden Unterkieferfragmente des *C. etruscus* vom Forestbed M. 6169 und M. 6170 sind 22 bzw. 21 mm hoch. Die Basler Mandibel mißt hier 21,5 mm, die Tübinger 22 mm.

Das Original zu De Blainvilles Abbildung [2]) des Unterkiefers von *Canis Neschersensis* befindet sich im Museum zu Paris, wo ich es bezüglich seines Erhaltungszustandes prüfen, aber nicht näher studieren konnte. Hingegen lag mir im British Museum (Natural History) in London ein Abguß dieser Mandibel (27 620, Croizet-Koll.) vor, welche ich mit ähnlichen Stücken aus den Ziegeltonen von Crayford (Kent) verglichen habe. Die Neschers-Mandibel (im Abguß) besaß einen horizontalen Kieferast von 22 mm Höhe, also fast genau wie das Hundsheimer und das Kronstädter Stück. Die unten näher zu besprechenden Mandibeln von Crayford (M/5047) besitzen etwas größere Kieferhöhen unter dem $M_1$, nämlich 24 und 25 mm, die beide alten Tieren angehören, während die Mandibel eines ganz jungen Individuums ungefähr 20 mm Höhe des Ramus aufweist. Ganz ähnliche Höhen besitzt auch der Kiefer eines von Nehring [3]) als *Canis pallipes fossilis* bezeichneten Caniden aus dem Heppenloch auf. Das von Nehring gegebene Maß von 22—23 mm bezieht sich allerdings auf die Höhe hinter dem $M_2$, welcher, wie beim Hundsheimer Hund, 10 mm lang und 7 mm breit ist.

Als *Canis neschersensis* (Croizet) de Blainville beschreibt W. v. Reichenau einige Unterkiefer und einen isolierten oberen $P^4$ aus den Sanden von Mosbach und Mauer, die den Ablagerungen der Forestbedserie zum Teil entsprechen dürften. Nach den Abbildungen, die von W. v. Reichenau auf t. 10 f. 2, 3, 4 gegeben werden — sie sind meines Erachtens auf $^5/_6$, nicht $^9/_{10}$ nat. Größe verkleinert — dürften die Mandibeln (bei 2 und 3) 24 mm hoch gewesen sein, also ebenso hoch sein, wie der $M_1$, unter dem sie gemessen wurden, lang ist. Demnach würden die *Canis*-Unterkiefer von Mosbach und Mauer 2 mm höher sein, als die *C. neschersensis*-Mandibel des Typus.

Unsere Maßtabelle umfaßt in zeitlicher Aufeinanderfolge alle kleineren Wölfe bzw. Wildhunde, von denen ich Maße des oberen Reißzahnes finden konnte. Betrachten wir sie vom geographischen Standpunkt aus, so können wir verschiedene Gruppen zusammenfassen. „*Canis ferus* Bourg." Woldřich aus der oberdiluvialen „*Tichorhinus*-Fauna" von Böhmen und Mähren schließt sich zwanglos an die noch jetzt in den südrussischen Steppen lebende kleine Wolfsrasse. Von Oberkieferreißzähnen dieser Vorkommen stehen mir keine Maße zur Verfügung, hingegen habe ich Ober- und Unterkieferzähne eines polnischen Wolfes (No. 24) im Berliner Museum für Naturkunde gemessen und eine vollständige Uebereinstimmung gefunden mit dem böhmisch-mährischen kleinen Wolf, welchen ich für den Erbeuter des kleineren Wildpferdes *Equus caballus fossilis* var. *minor* Woldřich = *E. Przewalskii fossilis* der postglazialen Steppenzeit halten möchte. Mit dem kleinen Steppenpferd dürften die kleinen Steppenwölfe nach Schluß der Eiszeit in Westeuropa verbreitet gewesen sein. Hierher gehört offenbar

1) Forsyth Major, Considerazioni sulla fauna dei Mammiferi pliocenici e postpliocenici della Toscana. Atti della Società Toscana di Scienze naturali. Vol. 3. Fasc. 2. pag. 207—227.

2) de Blainville, Ostéographie etc. Genus *Canis*. pag. 125. t. 13. Die Maße des Originals gibt Bourguignat pag. 45—46. (Zitat unter 5, nächste Seite.)

3) A. Nehring, Ueber *Cuon alpinus fossilis* Nehring, nebst Bemerkungen über einige andere fossile Caniden. Neues Jahrbuch f. Min., Geol. u. Paläont. 1880. Bd. 2. pag. 46—48 (Anhang).

auch der kleine Wolf aus Höhlen der Umgebung von Lüttich (No. 12 in unserer Liste). Bemerkenswert ist die Uebereinstimmung mit dem rezenten „Belgischen Wolf“ (No. 18) dessen Maße Huxley [1]) gibt. — An die kleinen Wölfe der südrussischen Steppen mögen sich die kleinasiatischen Wölfe und die von Palästina anschließen. Hingegen wird der Schakalwolf [2]) von Aegypten zu den eigentlichen Schakalen [3]) gestellt. In Indien begegnet uns ein weiterer schakalähnlicher Wolf *Canis pallipes*, von dem Huxley l. c. pag. 278 bemerkt: „The Indian Wolf, *Lupus pallipes*, more nearly approaches the Jackals than any other Old-World-Wolf I have seen.“

Maße von oberen Reißzähnen wolfsartiger Caniden.

In mm.

| | | Fundort | Name des Fossils | Autor, Citat | Sammlung | Breite | Länge |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Fossile Wölfe | 1 | Val d'Arno | *Canis etruscus* | Forsyth Major | Florenz | 9 | 21—22,5 |
| | 2 | Neschers | „ *neschersensis* | Croizet-Koll. | Brit. Mus. (27620) | 8,2 | 23 |
| | 3 | Red-Crag | „*Canis lupus*“ | E. T. Newton, The vertebrata of the pliocene deposits, Mem. of the Geol. Surv. 1891. t. 1 | | — | 19 |
| | 4 | Cajarc | *Canis* sp. | P. Harlé et H. G. Stehlin, l. c. pag. 45—47. f. 3 | | 8,8—11,4 | 19,8—20 |
| | 5 | Mosbach | „*C. neschersensis*“ | W. v. Reichenau, Die Carnivoren etc. pag. 195—201. t. 10 f. 8; t. 11 f. 2—4 | | 9,4 | 20 |
| | 6 | Mauer | „ „ | | | — | 20 |
| | 7 | Kronstadt | *C. kronstadtensis* | F. Toula, l. c. pag. 604—609. f. 4—6 | | 9,7 | 20,3 |
| | 8 | Crayford | „*Canis* sp.“ | Freudenberg | Brit. Mus. M/5046 | 10 | 22,6 |
| | 9 | Lunel-Viel | Chien de Lunel-Viel | M. de Serres [4]), t. 2 f. 1 = *C. ferus* Bourg. [5]) | | — | 22 |
| | 10 | Heppenloch | *Canis pallipes foss.* | Nehring, l. c. | | — | 21 |
| | 11 | Zuzlawitz | „*Canis ferus*“ | Woldřich, l. c. Teil 3. t. 3 f. 3—5 | | — | 20 |
| | 12 | Gegend von Lüttich | *Canis* sp. | Schmerling, l. c. T. 2. t. 1 f. 26—27 | | — | 19—22,5 |
| | 13 | Italien | „*Canis lupus foss.*“ | Forsyth Major, l. c. | | — | 24—25 |
| | 14 | Val d'Arno | *Canis Falconieri* | „ „ „ „ | | — | 28 |
| | 15 | Rancho La Brea (Kalifornien) | „ *indianensis* | Leidy | Koll. Freudenberg | 13,5 | 32 |
| Rezente Wölfe | 16 | Indien | *Canis pallipes* | nach Huxley, l. c. | | — | 21,5 |
| | 17 | „ | „ „ | desgl. | | — | 23,5 |
| | 18 | Belgien | „ *lupus* | desgl. | | — | 22 |
| | 19 | Rußland | „ „ | desgl. | | — | 24 |
| | 20 | „ | „ „ | W. v. Reichenau | | — | 27 |
| | 21 | ? | „ „ | Hagmann l. c. | | — | 24—28 |
| | 22 | ? | „ „ | Woldřich | | — | 25,5—30 |
| | 23 | ? | „ „ | „ | | — | 25—28,5 |
| | 24 | Polen? | „ „ | Freudenberg | Berl. Mus. f. Nat. 6602 | 10 | 20,5 |
| | 25 | Aegypten | „ *Doederleini* | Hilzheimer | | 9,5 | 21,5 |
| | 26 | „ | „ „ | „ | | 10 | 19,5 |
| | 27 | „ | „ *sacer* | nach Hilzheimer | | — | 19—21,5 |

1) Huxley, On the cranial and dental characters of the Canidae. Proc. Zool. Soc. 1880. No. 26. pag. 279.

2) M. Boule (Prédécesseurs de nos Canidés, Compt. rend. de l'Acad. des Sciences. 28. I. 1889) spricht sich in der Weise über die Stellung des *Canis neschersensis* aus, daß er in ihm den Vorläufer der Schakale erblickt. *Canis etruscus* ist ihm die Ahnform des *C. lupus, C. megastomoides* jene der Füchse.

3) Hilzheimer (Beitrag zur Kenntnis der nordafrikanischen Schakale etc. Zoologica. Bd. 20. 1908. Mit 10 Taf. u. 4 Tab.) teilt den Schakalwolf Nordafrikas in verschiedene Species auf, indem er *Canis lupaster, C. Studeri, C. algirensis, C. Doederleini, C. sacer, C. variegatus, C. ripuarius* etc. sämtlich als Schakale behandelt. Von der größten Form, dem ägyptischen Schakalwolf, dessen Wolfsähnlichkeit gerade auch Brehm hervorhebt, sagt Verf.: „*Canis Doederleini* Hilz. ist der größte, bisher bekannte ägyptische Wildhund. Er steht an Größe dem Wolfe nicht nach und es ist nicht ausgeschlossen, daß er den älteren Autoren bekannt war, nach welchen der Wolf sich auch in Nordafrika finden sollte.“

4) Marcel de Serres, Dubreueil et Jeanjan, Recherches sur les ossemens humatiles de Lunel-Viel. Montpellier 1839.

5) Bourguignat, Annales des Sciences géologiques. T. 6. Paris 1875.

Kehren wir zu unserer Tabelle zurück, so zeigt sich zwischen den altquartären Caniden von Cajarc mit 19,8—20 mm Länge des oberen Reißzahnes und den großen Wildhunden von Nordafrika einige Aehnlichkeit. *Canis lupaster* bleibt mit 18—19 mm Länge des oberen $P^4$ nur wenig hinter jener Form zurück. Etwas stärker ist der oberpliocäne Canide von Neschers mit 23 mm Länge dieses Zahnes. Die kleinen Wölfe aus den Sanden von Mosbach und Mauer sind wohl dem südfranzösischen *Canis neschersensis* an die Seite zu stellen. Auch bei dem von mir als *Canis* cf. *etruscus* bezeichneten kleinen Wolfe des Cromer Forestbed möchte ich an einen Zusammenhang mit *Canis neschersensis* glauben. Die Einbeziehung der Forestbed-Ablagerungen vom sogenannten Weybornerag nach oben zum Quartär erhielt in jüngster Zeit eine wesentliche Stütze durch die Arbeiten Fliegels am Niederrhein. Entsprechende Bildungen sind die Tone am Wylerberg bei Cleve, welche nach Stollers Bestimmungen (Jungtertiäre und altdiluviale pflanzenführende Ablagerungen im Niederrheingebiet, Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. Bd. 31. 1910. T. 1. Heft 2. pag. 227—257) die Flora von Tegelen einschließen. Diese Flora, die Reid und Dubois für oberpliocän halten, ist gleichaltrig mit der von Cleve also auch präglazial. Tegelen, in der Provinz Limburg in Holland, hat nach Dubois eine durch zahlreiche Forestbed-Hirsche besonders ausgezeichnete Fauna geliefert. Die Cervidenfauna von Tegelen hat keine Beziehung zu der des Mindelgünzinterglazials, welche von Mauer, Mosbach, Jockgrim und Süßenborn vorliegt, sondern ist entschieden älter als die Günzeiszeit. Nehmen wir an, daß die Tegelenhirsche des Cromer Forestbed aus dem dortigen, teilweise zerstörten lower Freshwaterbed stammen, so werden wir eben diese Ablagerung als ein Interglazial oder Interstadial auffassen müssen, welches zwischen der Günzeiszeit = Taunusschotter von Mosbach = rheinische Hauptterrasse = Cromer Elefant bed, und der oberpliocänen Eiszeit = Sundgau-Schotter (Gutzwiller) = Weyborn Crag, sich einschiebt. Die Bezeichnung des Forestbed-Wolfes als *Canis* cf. *etruscus* ist somit gerechtfertigt.

Nach Analogie mit den heute lebenden zahlreichen Lokalformen von Tieren wie von Pflanzen, den sogenannten „kleinen Arten", wird es sich vielleicht einmal empfehlen, Speciesnamen nur auf Organismen aus ein und demselben Wohngebiete anzuwenden, wie das für lebende Arten mit Erfolg durchgeführt wird. Demnach wäre *Canis etruscus* für die oberpliocänen und allenfalls noch die altquartären Wölfe Italiens zu beschränken. Der von Forsyth Major angeführte *Canis lupus fossilis* aus Italien ist als ein direkter Nachkomme des *C. etruscus* zu betrachten.

Nach Erwähnung der rezenten und jungdiluvialen kleinen Wölfe, die sich im Oberdiluvium von Osteuropa fossil und lebend finden, und nach kurzer Besprechung der oberpliocänen bis altquartären Formen des westlichen Europas, die wohl den nordafrikanischen Schakalwölfen nahe verwandt sind, wende ich mich den mitteldiluvialen Funden zu, die freilich ebenso spärlich sind wie die genannten pliocänen mit Ausnahme der Funde im Val d'Arno. Es sind das die Vorkommen von Crayford in England, von Lunel-Viel und anderen Höhlen Südfrankreichs (siehe Harlé und Stehlin, l. c. pag. 47), ferner von Heppenloch, Taubach, Hundsheim und Kronstadt. Diese Fundorte sind, mit Ausnahme von Crayford, wo *Elephas primigenius* in einer Zwergform var. *Leith-Adamsi* Pohlig auf eine arktische Phase hindeutet, sämtlich durch das Vorkommen von *Rhinoceros Mercki* Jäger bzw. im südöstlichen Steppengebiet durch *Rhinoceros hundsheimensis* Toula gekennzeichnet.

Die Faunen von Taubach und Hundsheim hielt ich 1908 für altersverschieden, während ich heute ihre offenkundigen faunistischen Abweichungen durch tiergeographische Besonderheiten erkläre. Taubach (unterer Travertin im Sinne von E. Wüst) dürfte wie Hundsheim vor dem Maximum der

alpinen Riß = Haupteiszeit gebildet sein und speziell der Schieferkohle von Dürnten und dem Kalktuff von Flurlingen entsprechen. Das Alter von Taubach habe ich ausführlich diskutiert in: „Beiträge zur Gliederung des Quartärs von Weinheim a. d. Bergstraße, Mauer bei Heidelberg, Jockgrim in der Pfalz u. a. m. und seine Bedeutung für den Bau der Oberrheinischen Tiefebene“ (Notizblatt d. Ver. f. Erdk. u. d. Großh. Geol. Landesanstalt zu Darmstadt. IV. Folge. Bd. 32. 1911). S. 93). Ich brachte die drei Haupthorizonte von Hundsheim, die sich durch bezeichnende Färbung der Knochen und den verschiedenen Grad ihrer Versteinerung auszeichnen, in Vergleich mit bestimmten Horizonten der älteren Lößformation der Oberrheinischen Tiefebene und fand auffällige Uebereinstimmung im Aussehen der Knochen. „Ich verlege die Hauptmasse der Ablagerung von Knochen und Lehm in das Interstadial der Riß I/II-Periode aber auch ins erste Riß-Glazial und ins vorletzte Interglazial.“ Es sind das die Stufen des $d_1$ (Taubach = La Micoque = Villefranche etc.), $c_3$ (ältere Rißeiszeit im Sinne von Schmiedle und Mühlberg) und $c_2$ (älteres, tieferes Lehmniveau mit *Mercki*-Fauna bei Achenheim und Weinheim, nach meiner dort geschaffenen Einteilung des rheinischen Quartärs).

Es empfiehlt sich, die Mandibeln des *Canis neschersensis* erst nach Besprechung der Oberkieferbezahnung der nahe verwandten mitteldiluvialen Arten zu behandeln. Von dem diluvialen „nicht-pliocänen *Canis neschersensis*“ fanden sich bisher keine Oberkieferzähne, da die als *Canis neschersensis* von mir bezeichneten $P_4$—$M_2$ (im British Museum) geologisch älter (pliocän) sind, wie auch die angefügte Etikette ausdrücklich bemerkt. Es wären 7, 8, 9 u. 10 S. 142 [594] zu nennen. Von den Oberkiefereißzähnen ist nur der von Kronstadt durch Toula (l. c. f. 6) abgebildet worden. Wie schon erwähnt, unterscheidet ihn die größere Breite von den oberpliocänen bis altdiluvialen „kleinen Wölfen“, welche wesentlich schlanker sind. In der Stellung des Innenhöckers zum Parakon ließen sich vielleicht Unterschiede feststellen, doch reichen die Abbildungen zu solchen Vergleichen nicht aus. Die $P^4$ von Crayford und vom Heppenloch haben ganz ähnliche Längen. Den Zahn von Crayford verglich ich speziell mit dem von Neschers (aus Pliocän) und fand ihn viel breiter (10 : 8) bei gleicher Länge. Er steht darin dem Kronstädter Zahn ebenbürtig zur Seite. Von dem Oberkiefereißzahn aus dem Heppenloch ist mir durch Nehring nur das Längenmaß bekannt geworden. Es paßt gut zu dem Kronstädter oder Crayforder Tier, aber auch zu dem Zahn von Lunel-Viel, dem Original zu *Canis ferus* Bourguignat. In Lunel-Viel kommt bekanntlich auch *Rhinoceros Mercki* vor, wie jüngst von Harlé[1]) gezeigt wurde. [Im British Museum wird ein Milchgebiß des *Rh. Mercki* aus Lunel-Viel aufbewahrt.]

Hätten wir obere Reißzähne aus Taubach, so müßten sie die Maß der übrigen Wölfe zeigen, welche das *Rh. Mercki* begleitet haben. In Italien, besonders bei Rom am Monte Verde und Val di Chiana haben wir zusammen mit *Elephas antiquus* und den übrigen Säugetieren der mediterranen (*Bos primigenius* enthaltenden) Facies kleine Wölfe zu erwarten, die mit *Canis neschersensis* typus größte Aehnlichkeit besitzen dürften. Die normalen Wölfe Europas zeichnen sich gegenüber diesen kleinen Formen, welche das *Rh. Mercki*[2]) begleiten, durch die auch heute vorkommenden Dimensionen aus. Uebertroffen werden dieselben gelegentlich durch gewaltige Höhlenformen und den mit schmaler Fleischschere ver-

1) E. Harlé, La *Hyaena intermedia* et les ossemens humatiles des cavernes de Lunel-Viel. Bull. de la Soc. géol. Sér. 4. T. 10. 1910. pag. 47 oben.

2) Ebenso auch das *Rh. Hundsheimensis* Toula. Uebrigens ist im Val di Chiana *Hgaena crocuta*, bei Rom *H. striata* gefunden.

sehenen *C. lupus* var. *Suessi* Woldřich, welcher mit arktischer Fauna zusammen die jüngeren Lößgebiete Niederösterreichs bevölkert hat[1]).

Diese letztere Form des großen jungdiluvialen Wolfes gibt auch Pohlig an für das Travertingebiet (Weimar, Taubach). Wir müssen aber annehmen, daß der Rest, welcher Pohlig vorlag, einem der Tuffhorizonte mit *tichorhinus*-Fauna entstammt. In Taubach selbst dürfte wohl nur der kleine Wolf vorkommen. Herr Bauinspektor Rebling in Weimar erhielt einen Wolfsrest *(C. lupus Suessi?)* aus dem oberen Travertin von Ehringsdorf. Der untere Travertin ist scharf geschieden vom oberen.

Meine 1908 (Die Fauna von Hundsheim etc.) im Schlußwort gemachte Angabe, daß *Rhinoceros tichorhinus* an der Basis der unteren Travertine von Ehringsdorf-Weimar vorkomme, hat sich als irrtümlich herausgestellt. Wüst fand es in Ehringsdorf unten im jüngeren Travertin.

In den tieferen Schichten des jüngeren Löß bei Willendorf (Ziegeleigruben oberhalb der Grabung Obermeyers) sammelte ich 1909 die folgenden Conchylien in einer lehmigen Lage: *Helix pomatia, H. strigella, H. obvia* Ziegl., *H. arbustorum, H. hispida, Succinea oblonga, Clausilia* cf. *badia* Ziegl. Interessant ist das Vorkommen der Weinbergschnecke *(H. pomatia)* im jüngeren Löß dicht über der Lehmzone (gegen älteren Löß?). Diese Lagen entsprechen den oberen Travertinen.

Es zeigt sich nach den Maßen unserer Tabelle, daß im Oberpliocän und auch im Red Crag Englands ein kleiner wolfsähnlicher Canide existiert hat. Im eigentlichen Diluvium hingegen, zumal im Mittel- und Oberdiluvium, haben wir es mit kleinen, zum Teil auch recht schakalähnlichen Wölfen zu tun, die sich teils dem kleinen Pyrenäenwolf *(C. neschersensis)*, teils dem sibirischen Steppenwolf, mit dem Matschie den Wildhund von Mosbach-Mauer vergleicht, teils den kleinen russischen Wölfen nähern.

Mit den letzteren möchte ich namentlich die kleinen spät- und postglazialen Caniden von Böhmen und Mähren vereinigen. Nehring dachte bei dem kleinen Wolf vom Heppenloch an *C. pallipes* Lyd. aus Indien. Diesen kleinen Formen wurden rezente mittelgroße und große diluviale Formen des Wolfes (inkl. *Canis indianensis* Leidy) gegenübergestellt. Sie erreichen in ihren $P_4$ nur in seltenen Fällen die geringen Dimensionen der behandelten kleinen Formen, bleiben aber im Mittel über dem Durchschnitt der genannten kleineren Rassen und Unterarten um etwa $^1/_2$ cm.

Im weiteren wollen wir hauptsächlich nur Maße von Zähnen, zunächst der Molaren, dann der Prämolaren des Oberkiefers geben und dann in derselben Weise den Unterkiefer abhandeln mit besonderer Berücksichtigung des mitteldiluvialen kleinen Wolfes von Hundsheim.

| | 1 | 2 | 2′ | 2″ | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Länge des $M^1$ | 15 | 15 | 12—13,3 | 11,5—13 | 15 | 15 | 15,6 | 13,8 | — |
| Breite des $M^1$ | 16,2 | 19 | 15—15,5 | 19—18 | 18,8 | 19,8 | 21 | 17,5 | 19 |
| Seitenlänge des vorderen äußeren Zackens | 6,4 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| „ „ hinteren „ „ | 4,7 | — | — | — | — | — | — | — | — |

1. *Canis „neschersensis"*, Pliocän von Neschers. Brit. Mus. (27620). Croizet-Koll.
2. *„Canis pallipes fossilis"* Nehring von Heppenloch.
2′. *Canis „neschersensis"* von Cajarc.
2″. *Canis Doederleini* Hilzheimer.
3. *Canis lupus* sp. Taubach. Orig. im Geol. Inst. Halle.
4. „ „ Berlin (Mus. f. Naturk. No. 6602).
5. „ „ Egeln. Orig. in Halle.
6. *„Canis ferus"* Bourg. Zuzlawitz; bei Woldřich, l. c. pag. 44.
7. „ „ „ Lunel-Viel.

1) Im Museum zu Krems bestimmte ich die folgenden Säugetierreste, die zuerst von Maska gesichtet und etikettiert worden waren: *Elephas primigenius, Rhinoceros tichorhinus, Equus caballus, Rangifer tarandus, Cervus euryceros, Ibex priscus, Bison priscus, Ovibos moschatus, Canis lupus, C lagopus, Felis spelaea, Gulo luscus.*

Was sich schon bei $M_1$ zeigte, tritt auch bei $M_2$ deutlich hervor, nämlich die um etwa 3—4 mm (d. h. um über 30 Proz.) größere Breite der Molaren bei der Schakalspecies, bei etwa gleicher Länge der betreffenden Zähne.

| Maße des $M_2$ | 1 | 2 | 2′ | 2″ | 5 | 6 | 7 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Länge | 6,6 | 8 | 7,2—7,3 | 6,5—8 | 9,5 | 8 | — |
| Breite | 11 | 12 | 9,8—10,3 | 12,5—13,5 | 13,7 | 12 | 13 |
| Seitenlänge des vorderen Außenzackens | 2,5 | — | — | — | — | — | — |
| „ „ hinteren „ | 2,5 | — | — | — | — | — | — |

Stehlin und Harlé, denen die Maße für 2′ entnommen sind, geben für den $P^3$ eine Länge von 13,8—12,8 an, die Maße beziehen sich auf 2 verschiedene Maxillen. Die entsprechenden Maße bei *Canis Doederleini* lauten 12 und 13. Der Zahn ist also etwa je 1 mm länger als bei der Schakalspecies.

Von oberen $P^4$ liegen mir keine weiteren Stücke noch Literaturangaben vor. Nur von $P^2$ und $P^1$ gebe ich weitere Maße (in mm):

| | $P^3$ | | | $P^2$ | |
|---|---|---|---|---|---|
| | 1 | 2 | 2′ | 1 | 2 |
| Länge | 14,6 | 13,5 | 11,5 | 7,5 | 8—6 |
| Breite | 6,5 | 6 | — | 5,6 | 4,6—5 |
| Höhe des Hauptzackens | 8 | 7,5 | — | 6 | 6,1—6,5 |

1. *Canis lupus* von Crayford, England.
2. *Canis* cf. *neschersensis*, Crayford.
2′. *Canis neschersensis*, Cajarc, Frankreich.

Der Eckzahn ist gleichfalls mir nur von Exemplaren aus Crayford (1 und 2) bekannt, sowie von einem oberen aus Red Crag bei Woodbridge in England (1′) (Maße in mm):

| | 1 | 1′ | 2 (r.) |
|---|---|---|---|
| Breite am Schmelzrand von vorn nach hinten (größerer Durchmesser) | 13 | 10—9,5 | 11 |
| Breite von links nach rechts (kleinerer Durchmesser) | 8,5 | — | 7 |

Alle Stücke von Crayford, auch die schon behandelten, entstammen der Spurrel-Kollektion. Sie tragen sämtlich die Nummer 5048.

Von Incisiven des Oberkiefers wie des Unterkiefers lassen sich Maße von dem Schnauzenfragment des größeren Wolfes (von Crayford, Spurrel-Koll.) gewinnen. Die Maße beziehen sich auf die äußeren Schmelzfacetten der Schneidezähne (in mm).

| | oben | unten | oben | unten |
|---|---|---|---|---|
| $I^1$ | 6 | 4 | 6 | 3,8 |
| $I^2$ | 7 | 5 | — | 5,3 |
| $I^3$ | 7 | 7 | 7 | 7 |

Ueber isolierte (obere) $I^3$ geben die folgenden Maße Aufschlüsse:

| | a | 1 | 2 | 3 |
|---|---|---|---|---|
| Höhe der Krone am Innenrand | 8—9 | 11,5 | 13 | 13,5 |
| Länge der Wurzel am Innenrand | 12,5 | 15 | 17 | 19 |
| Breite der Vorderfacette am Schmelzrand | 8,25 | 8,5 | 9,5 | 10 |

a bezieht sich auf einen isolierten $I^3$ l. o. aus Hundsheim.

Man sieht deutlich die Größenverschiedenheit bei den 3 Wölfen; 1 und 2 stammen von Crayford, der 3. von Gailenreuth. Es macht den Eindruck, als seien die kleinen Wölfe mit den großen durch Uebergänge verbunden. Wichtig erscheint mir, daß in ein und derselben Fundschicht nicht kleine und ganz große Formen vorkommen, so daß an zwei verschiedene Species zu denken wäre, sondern nur kleine und mittelgroße Formen. Dies beobachtete Nehring an *C. pallipes* aus dem Heppenloch[1])

1) Nehring (l. c.) gibt an, daß die Länge des unteren Reißzahnes von 24—26 mm bei 4 Stücken variiere.

und HARLÉ [1]) bei den kleinen Wölfen von Furninha in Portugal, wo bei 8 Individuen die Länge des $M_1$ (untere Reißzahn) von 24—27 mm variierte. Nur in Hundsheim sind es zwei verschiedene Arten. Ein ähnlicher Fall begegnet uns z. B. in Lunel-Viel [2]), wo scheinbar zwei verschiedene Wolfsrassen vorkommen. Eine angebliche dritte, *Cuon Edwardsianus* J. B. BOURG. [3]), wird mit Recht von NEHRING (Ueber *Cuon alpinus foss.* NHRG., l. c. pag. 49) und von HARLÉ (*Hyaena intermedia* de Lunel-Viel, l. c. pag. 41) zur kleinen Wolfsform gerechnet. Neben diesem kleinen Wolf findet sich auch ein großer Wolf, über den BOURGUIGNAT l. c. pag. 41 das Folgende aussagt:

„Obwohl M. DE SERRES, DUBREUIL und JEANJEAN nicht die Existenz von zwei Arten zugeben, so stellen sie doch (pag. 72) fest, daß der in der Höhle von Lunel Viel, bei Montpellier, gefundene Unterkiefer stärker und massiger ist, als der des Wolfs."

HARLÉ bemerkt hingegen in seiner Revision der Fauna von Lunel-Viel folgendes:

„*Canis lupus* LINNÉ', Ueberreste mehrerer Individuen, gehören einem Wolf an, dessen Wuchs im allgemeinen kleiner ist, als der Höhlenwolf der kalten Quartärzeit."

Der untere Reißzahn ist (bei 8 Exemplaren) von 22 bis 27 mm lang. Diese Maße erinnern uns durchaus an die Caniden (*C. lupus* var.) von Crayford, wo bei No. (M/5047) der untere Reißzahn 27 mm lang ist, während andere Tiere (im erwachsenen Zustand) untere Reißzähne von 25 bzw. 25,2 besitzen und im unerwachsenen Zustand gar nur 21 mm langen $M_1$ besitzen.

Bei *Canis lupus* von Erpfingen (Tübinger Geol. Inst.) ist $M_1 = 25$ mm lang.

Aehnliche Länge des unteren Reißzahnes hat der wilde Hund von Montsaunés (E. HARLÉ, Découverte d'ossemens à Hyènes rayées dans la grottes de Montsaunés, Haute Garonne, Bull. de la Soc. Géol. Sér. 3 T. 22. 1894. pag. 234). In 3 Exemplaren wurden Längen von 24 mm gemessen. Ein ähnlicher kleiner Canide wurde von HARLÉ zusammen mit altquartärer Fauna bei Montoussé (Hautes Pyrénées) und bei Es-Taliens beobachtet (Faune malacologique de la brèche d'Es-Taliens, à Bagnères de Bigorre, Bull. Soc. Géol. de France. 1895. pag. 117). SCHMERLING bildet einen kleinen Wolfszahn ab von 23,5 mm Länge in Ossemens fossiles etc. T. 1. t. 1 f. 32.

Es variieren also in Lunel-Viel die Wölfe in denselben Grenzen, wie in Crayford.

Zwei große Höhlenwölfe (M/403 und M/404) von Gailenreuth im British Museum haben freilich untere Reißzähne von 29 bzw. 30 und 31 mm Länge. Ein solch großer Wolf scheint nur im jüngsten Diluvium zusammen mit dem etwas kleineren, doch sonst gleichen, *Canis ferus* (BOURG.) WOLDŘICH gelegentlich zusammen vorzukommen.

Der erste derartige Fall wurde von M. E. HARLÉ [4]) bekannt gemacht. Der verdiente französische

1) E. HARLÉ, Faune de la Grotte à Hyènes rayées de Furninha etc. Bull. Soc. Géol. France. 1909. Sér. 4 t. 9. pag. 89.

2) Recherches sur les ossemens humatiles des cavernes de Lunel Viel par MARCEL DE SERRES, DUBREUIL et JEANJEAN. Montpellier 1839.

3) J. B. BURGUIGNAT, Recherches sur les ossemens fossiles de Canidae. Annales des Sciences géol. T. 6. Paris 1875. pag. 36—38.

4) Restes d'élan et de lion dans la station préhistorique de transition entre le quaternaire et les temps actuels à St. Martory (Haute Garonne). L'Anthropologie. t. 5. 1894. — Die Kombination Elch und Löwe in der Uebergangszeit zum Neolithicum (Azilien, Tardenoisien) ist auch für das Albgebiet durch die Grabungen von R. R. SCHMID in Tübingen bekannt geworden. In: Die spätpaläolithischen Bestattungen der Ofnet. I. Ergänzungsband zu „Mannus", Zeitschr. f. Vorgeschichte. pag. 2. Dasselbe Alter des Löwen aus einer Azilienschicht ist aus dem Hohlestein in Franken bekannt. Die etwas ältere echte Diluvialfauna bestand aus: *Elephas primigenius, Rhinoceros tichorhinus, Equus caballus, Cervus claphus, Cervus tarandus, Ibex, Rupicapra, Bison?, Felis spelaea, Hyaena spelaea, Canis lupus, Mustela martes, Putorius foetorius,* Biber, Wiesel, Hamster, Lemming, Murmeltier, Alpenhase, *Canis vulpes, C. lagopus, Ursus spelaeus.*

| Name | *Canis etruscus* | | | | *C.* cf. *etruscus* | | *C. neschersensis* | *C. neschersensis* | *„C. ferus“* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Autor | Forsyth Major | | | | Freudenberg | | W. v. Reichenau | (Croizet) de Blainv. | Bourgignat |
| Nähere Bezeichnung | V. A. 365 | V. A. 365 | No. 27 | t. 13 } bei F. t. 14 } Major | M. 6169 | M. 6170 | pag. 198—199 (Die Carnivoren etc.) | Ostéographie pag. 125. t. 13 | Ossemens humatil. t. 2 f. 3 |
| Fundort | Val d'Arno superiore | | | | Cromer Forestbed | | Mosbach | Neschers | Lunel-Viel |
| Museum | Basel | | Tübingen | Florenz | Brit. Museum | | Mainz | Paris | Montpellier |
| $M_1$ Länge | 20,8 | 23,6 | 23,8 | 23,9—26,2 | 25,5 | — | 22,4—24,2 | 23 | 25 |
| $M_1$ Breite | 8 | 9,5 | 9 | — | 10 | — | 9,5—10 | — | — |
| $M_2$ Länge | — | 10,3 | 10 | 12—11 | 9,5 | — | 10—11 | 9 | 10,5 |
| $M_2$ Breite | — | 8 | — | — | — | — | 7,2—8 | — | — |
| $M_3$ Länge | — | 5 | — | — | 4 Alv. | — | 5,0 | — | — |
| $M_3$ Breite | — | 4,5 | — | — | 4 Alv. | — | 4,0 | — | — |
| $P_4$ Länge | — | 14,6 | 14 | 15—13,5 | 15 | 15 | 15,0 | 14 | 15 |
| $P_4$ Breite | — | 6,7 | — | — | 7 | — | 7,0 | — | — |
| $P_3$ Länge | — | 12,5 | 12,2 | 13,5—11,6 | 13 | 15 Alv. | 11,6—13,4 | 12 | 12,5 |
| $P_3$ Breite | — | 5 | 5,2 | — | 5,6 | — | 5,2—6,3 | — | — |
| $P_2$ Länge | — | — | 11 | 12—10,2 | 12 | 12 | 10,1—11,6 | 10,5 | 10,5 |
| $P_2$ Breite | — | — | 5 | — | 5 | 5 | 5,2—5,8 | — | — |
| $P_1$ Länge | — | 3 | — | — | 5,5 Alv. | — | 5,6 | — | 5 |
| $P_1$ Breite | — | 2 | — | — | 5 Alv. | — | 4,5 | — | — |
| C Länge | — | — | 12 | 10—12 | 11,5 Alv. | — | 10,1 | — | — |
| C Breite | — | — | 7 | — | 8 Alv. | — | — | — | — |

Forscher gibt aus dieser Station unter anderem an: *Canis* vom Wuchse des Wolfes (Länge des $M_1$ = 30 mm), 2 Mandibeln, und *Canis* von geringerem Wuchs (Länge des $M_1$ = 23 mm), 3 Mandibeln.

Aehnliches beobachtete ich in der von R. R. Schmid ausgegrabenen Diluvialfauna des Sirgensteins (Geolog. Institut Tübingen), wo außer dem Wolf in einer der mittleren Schichten des Profils, angeblich in Schicht V, sich ein kleiner $I^3$ gefunden hat, welcher freilich so weiß und unversehrt aussah, wie beim rezenten *Canis familiaris*. Das Fehlen eines großen Wolfes in der von Woldřich (l. c.) beschriebenen Fauna von Zuzlawitz darf wohl als ein Zufall angesehen werden. *Canis ferus* und ein schakalähnlicher Canide sind hier neben gemeinem Fuchs und Eisfuchs vertreten.

Wolfsartige Caniden, die verschiedenen Unterarten angehören, können also auch gelegentlich in derselben Ablagerung zu finden sein. In solchen Fällen sind wir berechtigt, die kleinere Form, die als *Canis neschersensis*, oder als *Canis ferus* (Bourg.) Woldřich bezeichnet ist, als eine selbständige Form anzusehen. Nach den bisherigen Erfahrungen kommen solche Fälle nur im jüngsten Diluvium vor, während im Mitteldiluvium die mittelgroßen bis kleinen Wölfe ein und derselben Fundstelle gewöhnlich nur einer einzigen Species, in seltenen Fällen auch verschiedenen Rassen angehören.

Ungleich häufiger als Oberkiefer sind Mandibeln von kleinen Wölfen abgebildet worden. Haben sich doch allein in Mosbach 3 Kieferhälften gefunden und im Cromer Forestbed 2 Fragmente von einer ganz ähnlichen Form, während Oberkiefer an keinem der beiden Fundorte zum Vorschein kamen. Dies mag mit der fluviatilen Entstehung der Fundschichten zusammenhängen, die im Mündungsdelta bzw. im Mittellauf ein und desselben Stromes abgelagert wurden. Wie wir später sehen werden, ist entgegen unserer eingangs geäußerten Vermutung doch wohl der Canide von Val d'Arno mit dem vom

| *C. lupus* (kleine Rasse) | *C. neschersensis* | | | *C. pallipes fossilis* | | *C. lupus* | *C. lupus fossilis* | *C. kronstadtensis* | *C. cf. neschersensis* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Freudenberg | | | | Nehring | | Freudenbg. | Freudenbg. | Toula | Freudenbg. |
| 5047 Spurrel-Kollektion | M. 5047 Spurrel-Kollektion | | | pag. 47 | | ♂ | — | pag. 604—609 | l. c. 1908. pag. 210 |
| Crayford in England | | | | Heppenloch | | Jaffa | Weimar | Kronstadt | Hundsheim |
| British Museum | | | | Stuttgart Natural.-Kabinett | | Berlin Mus. f. Nat. | Göttingen | Kronstadt | Wien, Hofmuseum |
| 21 | 25 | 25,2 | 27 | 24 | 26 | 24,5 | 27,5 (28) | 21,7 | 23,5 |
| 8,5 | 8 | 9,5 | 10,7 | — | 11 | 9 | (11,5) | 8,3 | 8,9 |
| 9 | 9 Alv. | 10 | 7 | 10 | 10,8 | 10,5 | (12,2) | 8,7 | 10,5 |
| — | — | — | — | 7 | 8 | 7 | (9) | 6,4 | 7,4 |
| — | 11,5 Alv. | — | — | — | 4 | 5 | — | — | — |
| — | — | — | — | — | 3 | 4,7 | — | — | — |
| 12 | 11,5 Alv. | 14 | 15,8 | — | 15 | 13,7 | (16,2) | 12,4 | 12,6 |
| 6 | — | — | — | — | 7,5—8 | 6,0 | (7,8) | — | 6,2 |
| 9,5 (Alv.) | 10,5 | 12,0 | — | — | 13 | 11,8 | — | — | 11 |
| — | — | — | — | — | 6,5 | 5 | — | — | 5 |
| 8,2 | 9 | 10,5 | — | — | 12,5 | 11 | — | — | — |
| 4 | — | — | — | — | 6 | 4,8 | — | — | — |
| — | — | — | — | — | 6 | 4,3 | — | — | — |
| — | — | — | — | — | 4,3 | 3,8 | — | — | — |
| 9,1 | 11,6 | — | — | — | 11,5 | — | — | — | — |
| 6,5 | 7,2 | — | — | — | 9 | — | — | — | — |

Forestbed[1]) identisch, wie das auch für andere Arten beider Fundorte gelten dürfte. Die altdiluvialen Caniden von dem Wuchse eines kleinen Wolfes haben jedenfalls manche Unterschiede von den mitteldiluvialen Formen aufzuweisen, wennschon sie deren direkte Vorfahren sind. Je älter diese Formen geologisch sind, um so schmäler sind die Prämolaren, und um so spärlicher sind deren Nebenzacken entwickelt. Darum sind auch die Reste von Neschers und besonders von Cajarc am Schakal-ähnlichsten. Vgl. die Tabelle auf S. 148 [600] und S. 149 [601].

Die Funde mitteldiluvialer Tierarten in Deutsch-Altenburg enthielten einige wichtige Stücke von *Canis*, welche eine wertvolle Ergänzung bilden zu *Canis neschersensis* von Hundsheim. Das wichtigste Stück ist ein Hinterhaupt, welches ich unbedenklich auf *Canis neschersensis* beziehe, zumal da es mit einem Unterkiefer zusammen gefunden wurde, der in Form und Größe gut übereinstimmt mit Blainvilles Typus und mit der Mandibel von Hundsheim (Taf. XII [XL], Fig. 4), mit dem einzigen Unterschiede, daß in Deutsch-Altenburg ein etwas älteres Individuum vorliegt.

Das Schädelfragment von *Canis neschersensis* (Deutsch-Altenburg) brachte ich zur Darstellung in rückwärtiger Ansicht als Textfig. 29 (S. 68 [520]) in ca. $^1/_2$ natürlicher Größe.

1) Zum Vergleich führe ich folgende Längenmaße von unteren Reißzähnen des *Canis etruscus* an nach F. Majors Abbildungen:

| Forsyth Major t. 13 f. 2 | F. Major t. 13 f 2 | F. Major t. 13 f. 5 | F. Major t. 13 f. 7 | F. Major t. 13 f. 8 | F. Major t. 13 f. 10 |
|---|---|---|---|---|---|
| 25,2 | 25,0 | 25,5 | 23,0 | 26,0 | 24,5 |

| F. Major t. 14 f. 1 | F. Major t. 14 f. 13 | F. Major t. 14 f. 14 | F. Major t. 14 f. 27 |
|---|---|---|---|
| 24,2 | 23,9 | 26,2 | 25 |

In der Literatur sind, von neolithischen Funden abgesehen, nur 2 Canidencranien abgebildet worden, die mit unserem Schädelfragment gut übereinstimmen. Es sind die Schädel von *Canis* aus der Verwandtschaft des *Canis ferus* Bourg., den wir mit *Canis neschersensis* identifizieren aus Mittelitalien. Der erste derartige Fund stammt von Vingone[1]), der zweite aus dem Val di Chiana[2]).

Die vorzügliche Schädelabbildung des Fundes vom Val di Chiana erlaubt einige nähere Vergleiche.

| Schädelmaße in mm | Deutsch-Altenburg | Val di Chiana | Vingone |
|---|---|---|---|
| Größte Breite der Schädelkapsel | 61,5 | 65 | 68 |
| „ Jochbogenbreite | ca. 107 | 110 | — |
| „ Breite der Condylenränder | 36 | 39 | — |

Wie stark von diesen kleinen Formen des Mitteldiluviums der Wolf der jüngeren Lößzeit abweicht, das zeigt am besten ein Blick auf Woldřichs t. 4 (Ueber Caniden aus dem Diluvium, Denkschriften der math.-nat. Kl. Wien. Bd. 39). Die Condylenbreiten sind hier 46,5, 49 und 51, nach den vorderen Gelenkflächen eines Atlas zu schließen. Die Höhe des Hinterhauptes vom Processus postglenoidalis zum höchsten Punkte der Crista sagittalis mißt an dem Fossil von Deutsch-Altenburg 80 mm gegenüber 73 an dem Vergleichstier vom Val di Chiana und 115 an einem Schädel des großen *Canis indianensis* von Rancho La Brea (Kalifornien), den ich der Güte von Professor Merriam, Berkeley University, verdanke. Dies ist der größte jung- bis mitteldiluviale Wolf, während der von Deutsch-Altenburg der kleinsten Unterart angehört.

Sehr bemerkenswert ist der Schädel von *Canis* aus dem Val di Chiana durch den Besitz eines dreiwurzeligen vorletzten Prämolaren ($P^3$). Die dritte, abnorme Wurzel sitzt innen und gehört zum hinteren Abschnitt des Zahnes, dem auch die Hauptspitze (Parakon) angehört. Die dritte innere Wurzel entspricht also einem im Schwund begriffenen Innenhöcker (Protokon). Der Protostyl hat vorn seine normale Wurzel.

Eine derartige Dreiteilung der Wurzel des $P^3$ findet sich andeutungsweise auch beim Wolf der Lößzeit (Woldřich l. c. t. 4 f. 7 u. 8). A. del Campana beobachtete sie als „nicht konstantes Merkmal" an *Canis mesomelas* Schreber. Der Schädel von Vingone zeigt nichts davon. Es bleibt abzuwarten, ob dieser Dreiwurzelteilung des $P^3$ eine allgemeinere Bedeutung zukommt.

Der italienische Forscher hat eine Revision der Pliocänwölfe Italiens in Aussicht gestellt und wird über das genannte Merkmal wohl bald neues berichten. Wie ich seiner Arbeit von 1912 entnehme, hält er *Canis Falconieri* F. Major aus dem Val d'Arno als selbständige Art gegenüber *Canis etruscus* aufrecht. Diese Teilung der Pliocänwölfe in zwei Phyla würde auch den diluvialen Verhältnissen Rechnung tragen, da wir große und kleine Wölfe im Diluvium nebeneinander beobachten.

Auch für Hundsheim könnten wir diese Feststellung machen und sie durch einen neuen Fund eines Humerus in Deutsch-Altenburg bekräftigen.

Ein Humerus gleicht im Zustande der Erhaltung so auffallend dem Schädelfragment, daß beide wahrscheinlich einem Tier angehören. Eine Abbildung des linken Humerus von *Canis* cf. *neschersensis* gebe ich als Textfig. 31 in $^1/_2$ nat. Größe.

1) A. Del Campana, Sopra un cranio ed una mandibola del Quaternario di Toscana attributti al *Canis lupus* Linn. Boll. Soc. Geol. Ital. Vol. 29. 1910.

2) A. Del Campana, Nuovo contributo alla conoscenza del cane quaternario della Val di Chiana. Boll. Soc. Geol. Ital. Vol. 31 (1912). t. 13 u. 14. pag. 343—358.

Die größte Länge des Humerus von Deutsch-Altenburg vom äußersten Punkte des Tuberculum majus zum äußeren Rande der Trochlea beträgt 175 mm (volle Länge bei Woldřich). Die folgende Tabelle wurde nach Woldřich, Ueber Caniden aus dem Diluvium (l. c.), pag. 134, ergänzt, wobei außer dem *C. neschersensis* von Deutsch-Altenburg noch das distale Humerusende von Hundsheim und ein entsprechendes von Erpfingen bei Hohenau (Württemberg) aus dem Tübinger Institut verglichen wurden. Der Humerus vom Forestbed (E. T. Newton l. c.) ist anders geformt.

| Humerus-Maße in mm | *Canis* Deutsch-Altenburg | *C. lupus* Hundsheim | *C. lupus* Erpfinger Höhle | *„Lupus Suessi“* Nußdorf | *Lupus vulgaris* Hofmuseum | *Lupus vulgaris* Gray Tierarzn.-Institut | *Lupus vulgaris foss.* Streitberg y' | *Lupus spelaeus* Hohlefels 1 | *Lupus spelaeus* Schmerling t. 4 f. 6 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Volle Länge | 175 | — | — | 218 | 206 | 219 | 207 | — | 220 |
| Länge vom tiefsten Halseinschnitt des Kopfes hinten bis zum äußersten Punkte der Rolle | 161 | — | — | 186 | 180 | 182 | 176 | — | 200 |
| Größter Durchmesser der Gelenkfläche des oberen Kopfes | 29,5 | — | — | 38 | 38,5 | — | 38 | — | 42 |
| Querdurchmesser derselben | 25 | — | — | 30 | 30 | — | 29 | — | — |
| Größter Durchmesser des oberen Kopfes mit Inbegriff des Trochanter major | 41 | — | — | 55 | 52 | 55 | 53 | — | 55 |
| Querdurchmesser desselben mit Inbegriff des Troch. minor | 27,5 | — | — | 37 | 35 | 37,5 | — | — | 37 |
| Größte Breite der Rolle quer | 21,5 | 28 | 25,3 | 27 | 27 | 27,5 | 27? | 31? | 31 |
| Geringste Dicke derselben | 14,0 | — | — | 17 | 17 | — | 16,5 | 18 | 19 |
| Größter Durchmesser zwischen den Epicondylen | 33 | 41,3 | 37,3 | 44 | 44 | 44 | 42 | 50 | 45 |
| Größter Querdurchmesser der Diaphyse in der Mitte | 13 | — | — | 16 | 13,5 | 17,5 | 15,5 | 18 | 18 |
| Durchmesser des Loches in der Fossa supratrochlearis anterior | 8 | 11,2 | 7,5 | 11 | 9,5 | — | — | 10 | — |
| Quere Breite der Fossa olecrani an den Rändern | 10 | — | — | 18 | 18 | — | 17,5 | 18 | — |

Aus diesen Maßen geht deutlich hervor, einmal, daß der Canide von Deutsch-Altenburg nicht ident ist mit der größeren Art (*Canis lupus*) von Hundsheim, ferner, daß unter den diluvialen Wölfen, welche Woldřich anführt, kein einziger ist, der auch nur entfernt mit der kleinen Form von Deutsch-Altenburg übereinstimmt. Wir sind gezwungen, den Humerus dieses Fundortes auf *Canis neschersensis* Croizet zu beziehen, oder ihn als östlichen Lokalschlag dieser Form neben die westliche und neben die südliche zu stellen, von welcher Del Campana (l. c. 1912) neben Schädel und Mandibel aus dem Val di Chiana eine Tibia von nur 191 mm Länge beschrieben und abgebildet hat. *Canis lupus* L. aus der Maremme und von Melfi hat eine 218 bzw. 210 mm lange Tibia und entsprechend größere Maße auch sonst. „In einer ausführlichen Monographie über ‚Avanzi di Canidi fossili dai terreni sedimento-tufacei di Roma‘ (Bolletino della Società Geologica Italiana. Vol. 28. 1909) beschreibt Prof. Portis und bildet ab einen rechten Mandibelast von *Canis*, der bei Ponte Molle gefunden wurde. Er muß durch seine Dimensionen nach dem Autor zu den eigentlichen Wölfen gestellt werden, ebenso wie andere Funde fossiler Caniden von derselben Fundstelle und von S. Paolo“ (Del Campana, pag. 353).

Mandibelmaße. (Nachtrag.)

Vgl. Textfig. 30 (S. 68 [520]), Deutsch-Altenburg, und Textfig. 54 (S. 136 [588]), Püspök-Fürdö.

| In mm | *Canis lupus* var. *spelaeus* Goldf.[1]) | | | | *Canis* sp.[2]) Val di Chiana, nach Del C. | *Canis* cf. *neschersensis* Hundsheim, Orig. zu Fig. 4 u. 5 Taf. XII [XL] | *C.* cf. *neschersensis*[3]) Deutsch-Altenburg, Orig. zu Textfig. 30 | *Canis* cf. *neschersensis* (Croizet) Püspök Fürdö[4]) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | | | | |
| $M_2$ Länge | — | — | 12 | 12 | 11 | 10,5 | 10 | 10 |
| $M_2$ Breite | — | — | 9 | 9 | 8,5 | 8 | 8 | 7,5 |
| $M_1$ Länge | 31 | 28 | 32 | 29,5 | 27,7 | 23,5 | 23,5 | 23 |
| $M_1$ Breite | 13 | 11 | 12,5 | 12 | 10,8 | 9 | 10 | 9 |
| $P_4$ Länge | 17 | 15,5 | 18 | 16,5 | 14,4 | 12 | 14 | — |
| $P_4$ Breite | 8,5 | 8 | 14 | 8 | 7,5 | 6 | 7 | — |
| $P_3$ Länge | — | 14,5 | 16 | 15 | 13,3 | 11 | 12,5 | — |
| $P_3$ Breite | — | 7 | 7 | 7 | 6,7 | 5 | 5 | — |
| $P_2$ Länge | 14 | 12,5 | — | 13 | 11,4 | — | 11,2 | — |
| $P_2$ Breite | 6? | 6 | — | 6,5 | 6 | — | 5 | — |
| $P_1$ Länge | 6 | — | — | — | 6 | — | fehlt | — |
| $P_1$ Breite | 4,5 | — | — | — | 4,7 | — | „ | — |
| Höhe des Ramus unter $M_1$ außen gemessen | 36 | 29 | 35 | 33 | 33,5 unter $M_2$ | 20,5 | 24 | 25 |
| Dicke des Ramus unter $M_1$ | 17 | 14 | 15,5 | 14 | ? | 12 | 12 | 9 |

Durch solche spontane Rassenabzweigung, wie wir es bei Wald- und Rohrwolf beobachten, sind wohl auch die verschiedenen Größen bei den Wölfen von Crayford und vom Heppenloch zu erklären. In Hundsheim und in Lunel-Viel haben wir es mit zwei guten Arten zu tun.

Ueber die Form des unteren Reißzahnes läßt sich wenig aussagen. Von *Canis etruscus* an bis zu den rezenten kleinen Wölfen hat kaum Aenderung in den Proportionen stattgefunden. Junge Zähne erscheinen oft spitzer und darum schakalähnlicher als die alter Tiere, bei denen die Abkauung eine Erniedrigung herbeiführt. Gleichwohl will ich nicht unerwähnt lassen, daß manche untere M und P außerordentlich hohe und spitze Protoconidspitzen haben, wie das besonders von dem von Forsyth Major auf t. 13 in fig. 13 dargestellten Unterkiefer gilt (Considerazioni sulla fauna dei Mammiferi pliocenici e postpliocenici della Toscana, Atti della Soc. Toscana. Vol. 3. pag. 207–223):

| | | |
|---|---|---|
| Höhe des Paraconids | (*C. etruscus* t. 13 f. 3) | 9,5 |
| „ „ „ | (*C. lupus* Erpfingen) | 10 |
| „ „ Protoconids | (*C. etruscus* F. Major) | 14 |
| „ „ „ | (*C. lupus* Erpfingen) | 14 |

Hierbei ist zu bemerken, daß der Wolf von Erpfingen in der Profillinie des $M_1$ (von außen gesehen) ganz der Mandibel von Peccioli gleicht (t. 14 f. 27) und ebenso sich vollständig deckt mit dem von Toula (Diluviale Säugetierreste von Kronstadt, l. c. f. 5a) abgebildeten Hundsheimer Canidenkiefer. Der Kronstädter Canidenkiefer hat einen $M_1$, dessen Profilansicht wieder etwas spitzer erscheint,

1) 1—4 „*Canis (lupus?) spelaeus* Goldf.“, 4 linke Unterkiefer, Gaylenreuth, wie der von Weimar im Geologischen Museum zu Göttingen.

2) Die Maße des $M_2$ an der Chiana-Mandibel betragen 5,7 (Länge) zu 4 mm (Breite).

3) Die Länge der ganzen Zahnreihe von der Alveole des $M_3$ bis zur Alveole des $I_1$ beträgt 102 mm. Der Eckzahn ist an der Basis 10,5 mm lang und 7 mm breit bei ca. 20 mm Kronenhöhe. Abkauung berücksichtigt.

4) Nach einem Gipsabguß aus der Geologischen Reichsanstalt zu Budapest. Die Uebereinstimmung mit der Hundsheimer Mandibel ist eine sehr weitgehende.

und „schakalähnlicheren“ Hauptzacken des $M_1$ aufweist. Er gleicht darin der Originalmandibel des *Canis neschersensis*, die in Blainvilles Ostéographie t. 13 dargestellt und pag. 125 (Genus *Canis*) beschrieben ist. Sie ist wieder dem oben erwähnten Mandibelreißzahn des Val d'Arno (t. 13. No. 3 bei F. Major) vollständig gleich. Diese beiden scheinbar verschiedenen Typen von unteren Reißzähnen kommen dadurch zustande, daß bei eben beginnender Abkauung die scharfen Schmelzschneiden verschwinden, die von der Protoconidspitze zum Paraconid hinüberführen; auf diese Weise werden beide Zacken stark isoliert und erscheinen als hochaufragende Zacken. Bei noch stärkerer Abnutzung werden schließlich beide Spitzen von oben her abgetragen, so daß die Profillinie wieder der des intakten Zahnes ähnlicher wird. Die Zacken selbst sind aber niedriger geworden. (Vgl. Taf. XII [XL], Fig. 1, Mandibel des *Canis etruscus* von Tasso, Basel, V. A. 365.)

Nach diesen Beobachtungen will es scheinen, daß zwischen *Canis etruscus* und einem kleinen mitteldiluvialen Wolf kein formeller Unterschied besteht. Ja, auch die Maße variieren in denselben Grenzen, wenigstens dann, wenn man *C. Falconieri* mit *Canis etruscus* nicht vereinigt.

Noch will ich einen angeblichen Unterschied zwischen 2 unteren Reißzähnen mitteldiluvialer Formen besprechen, den Toula hervorhebt. Für „*Canis kronstadtensis*“ hebt dieser Autor folgendes Unterscheidungsmerkmal von der Hundsheimer Mandibel hervor: „$M_1$. Die Hundsheimer Mandibel, zeigt am rückwärtigen, inneren Grubenrande einen deutlichen kräftigen Höcker, von dem man an der Kronstädter nichts wahrnimmt, ebensowenig wie bei *Canis lupus*. Der Höcker an der gegenüberliegenden (Außen-)Seite ist ähnlich entwickelt. Die beiden seitlichen Haupthöcker der hinteren Hälfte stehen bei dem Kronstädter Stück schräg gegenüber, das heißt, der der Außenseite ist etwas mehr nach vorn gerückt. Die Aehnlichkeit der beiden $M_2$ ist groß, doch stehen am Kronstädter der vordere und innere Haupthöcker weiter vorn, der hintere Außenrand ist höher und der Zahn im ganzen sonach ähnlicher jenem von *Canis lupus*, als dem von Hundsheim.“

Ein neuer Fund des *Canis neschersensis* wurde von Dr. Th. Kormos bei Püspök-Fürdö in Ungarn gemacht. Die Länge des $M_1$ beträgt 23 mm. Die des $M_2$, der als einziger Zahn außer $M_1$ erhalten ist, mißt 10 mm. Den Gipsabguß, welcher diese Maße lieferte, verdanke ich der Güte des Herrn Dr. Kormos. Eine Ansicht des Kieferbruchstückes gebe ich als Textfig. 54 (S. 136 [588]).

Vergleicht man die Oberansicht der Originalmandibel von *Canis neschersensis* nach der Wernerschen Lithographie, so ergeben sich hier wieder andere Einzelheiten der Struktur des Talon, der übrigens in seinen Höckerchen mit Ausnahme der Hauptspitzen ebensowenig konstant gebaut ist, wie der Talon eines oberen $M^3$ von *Ursus spelaeus*.

Von 4 Eisfuchskiefern aus einer fränkischen Höhle im Museum des Naturhistorischen Vereins zu Nürnberg, 7221 $I_1$, hatte einer ein besonderes Höckerchen vor dem Entoconid des $M_1$. Ein Oberkiefer, mit derselben Aufschrift, zeigte als weitere interessante Variation einen dreiwurzeligen oberen $P^3$. Die überzählige Wurzel, die übrigens sehr schwach, aber deutlich entwickelt ist, steht unter dem Parakon auf der lingualen Seite des Zahnes und zeigt so aufs deutlichste die Homologie mit den Wurzeln des $P^4$ und denen der Molaren.

Ueber die Form der Molaren $M_2$ und $M_3$ liegen keine Beobachtungen vor, auch sind diese Zähne ungeeignet zu Vergleichen, da sie zuweilen unterdrückt oder auch ausgefallen sind.

Ueber die Form der P wurde oben S. 149 [601] berichtet; es scheint, als ob beim jung- und mitteldiluvialen Wolf die Zähne breiter seien im Vergleich zu ihrer Länge, als bei den oberpliocänen

Formen des *Canis etruscus* und vielleicht des kleinen Wolfes von Cajarc, von dem bisher noch keine Unterkieferzähne gefunden wurden.

Nach jenen Maßen können wir wieder die pliocänen und die dem ältesten Quartär (Forestbed) angehörenden Wölfe von den entsprechenden mitteldiluvialen bis rezenten Formen durch ihre schmäleren und somit schakalähnlicheren Zähne unterscheiden. Dies Verhältnis tritt besonders deutlich in die Erscheinung, wenn man die Länge und Breite des $P_4$ von M. 6169 Brit. Mus. mit dem gleichen Zahn vom Heppenloch (15. Kolumne) vergleicht. Derselbe Zahn des Mosbacher Wildhundes deckt sich mit dem aus dem Forestbed, was für Identität der Rasse spricht und die Vereinigung der kleinen Caniden der Mosbacher Sande und des Forestbed mit *Canis etruscus* F. Major wahrscheinlich macht. Wäre aus dem Pliocän von Neschers oder Cajarc eine Mandibel vorhanden, so müßte sie in der Schmalheit ihres letzten P sich dem *Canis etruscus* anschließen.

Ferner zeigt unsere Tabelle, daß die mitteldiluvialen kleinen Wölfe auch bezüglich ihrer Größe bedeutenden Schwankungen unterliegen. Besonders lehrreich sind hierin die Crayford-Mandibeln (M. 5047, Brit. Mus.). Es kann darum auch keinem Zweifel unterliegen, daß das jetzt zu beschreibende distale Humerusende aus Hundsheim demselben Subgenus, wohl aber einer anderen, größeren Rasse von *Canis (Thous)* L. angehört als die Mandibel (Taf. XII [XL], Fig. 4, 5). Wie früher schon ausgeführt wurde, dürften sich die verschieden großen Wölfe des Mitteldiluviums in „Rohrwölfe“ und in „Waldwölfe“ zerlegen lassen. Das Humerusfragment würde dann der größeren Form, einem „Waldwolf“ angehören. Dieses und ein ähnliches Stück bilde ich ab auf Taf. XII [XL], Fig. 15 u. 13).

Das von mir in „Die Fauna von Hundsheim etc.“ pag. 211 auf *Canis lupus* Linné bezogene Humerusende besitzt eine größte quere Breite von 41 mm. Ein junger, doch ziemlich erwachsener *C. lupus* aus der Erpfinger Höhle, dessen Reißzahn 25 mm lang ist, weist ebenda eine Breite von 37 mm auf. Der zuerst von R. Owen bestimmte, von E. T. Newton[1]) abgebildete Humerus aus dem Cromer Forestbed besitzt eine Breite von nur 36 mm an derselben Stelle. Ein von Owen[2]) abgebildeter Wolfshumerus der Höhlenrasse (*C. lupus spelaeus*) ist ebenda 40 mm breit (nach Abbildung). Schmerling bildet in T. 2. t. 4 f. 47 einen Wolfshumerus von 45 mm Breite am Distalende ab. Das Hundsheimer Fossil gehört also keinem der stärksten Individuen an. Die distale Breite des Humerus aus Deutsch-Altenburg beträgt 32 mm. Der größere Canide von Hundsheim ist ***Canis lupus*** L.

Auf seine Besonderheiten in dem Erhaltungszustand habe ich 1906 hingewiesen. Dieser Wolf ist entschieden älter als der gelblichweiße Rest, den ich 1906 als *Canis* cf. *neschersensis* (Croizet) de Blainville bezeichnet habe. Auch bei anderen Tierformen, z. B. den Bären, haben wir gesehen, daß die stärker versinterten Reste oft stärkere Dimensionen aufweisen als die frischer aussehenden. Verschiedene Niederschlagsverhältnisse und damit verschiedener Grad der Bewaldung um Hundsheim ließen bald die eine, bald die andere Art sich ausbreiten in Zusammenhang mit den Schwankungen des vorrückenden Eises der maximalen Eiszeit.

### *Canis aureus* Güldenstedt.

Taf. XII [XL], Fig. 6, 7, 10, 11, 12, 14.

Der Schakal steht in vielen Merkmalen zwischen Wolf und Fuchs: die Wölfe zeigen breite Zähne und wohlentwickelte Nebenzacken, die Füchse relativ schwächere Zähne mit schwach ent-

1) The Vertebrata of the Forestbed Series. Mem. Geol. Surv. 1882. pag. 19. t. 4 f. 1.
2) British fossil Mammals and Birds. London 1846. pag. 129.

wickelten Nebenzacken, dafür aber um so spitzeren Hauptzacken. Huxley stellt in „The dental characters of the Canidae“ (Proc. Zool. Soc. London. 1880. No. 16. pag. 261) Wolf und Schakal als Thooids den Füchsen als Alopecoids gegenüber und ist der Meinung, in Turkestan Uebergangsformen von Schakal und Wolf auffinden zu können, wie solche auch zwischen Löwe und Tiger zu existieren scheinen. Unter den Wölfen ist der geologisch älteste, der *Canis etruscus*, den Schakalen bzw. Schakalwölfen am ähnlichsten und dürfte sich zu den „*C. neschersensis*“-Formen von Neschers und Cajarc ebenso verhalten wie *Ursus etruscus* zu *Ursus arvernensis*. Die Form der Auvergne ist in beiden Fällen durchschnittlich kleiner[1]) als die des Val d'Arno. Eine prinzipielle Trennung in Wolf und Schakal ist aber bei den altdiluvialen oder gar den oberpliocänen Formen sehr schwierig. *Canis etruscus* entwickelt sich gelegentlich zu großen Wolfsformen und steht dem in den Maßen an *C. spelaeus* erinnernden *Canis Falconieri* als lokale (nicht aber regionale) Rasse gegenüber in derselben Weise, wie dem großen Waldwolf der kleinere Rohrwolf in Ungarn.

Mir liegen die von Hilzheimer publizierten Tafeln der Schakalschädel aus Nordafrika vor. Die Hauptspitzen der P sind bei allen diesen Schakalen relativ höher als beim Wolf. Die Nebenzacken schmiegen sich dem Hauptzacken dicht an und sind stets schwächer entwickelt als bei den Wölfen, wo sie zudem isolierter stehen. Die Mandibel von Neschers ist an diesem Merkmal eher zum Wolf zu stellen, als zum Schakal. Auch ich möchte die Maxillen von Cajarc und ebenso die Maxillenzähne ($P^4$—$M^2$) von Neschers mit den nordafrikanischen Schakalen (*C. Doederleini*) nicht in Beziehung bringen, wie dies ein Vergleich der Abbildung 14b, t. 6, Zoologica, Heft 53, bei Hilzheimer mit fig. 3 bei E. Harlé und H. G. Stehlin lehrt. Die Beschreibung der genannten beiden Autoren lautet pag. 46, wie folgt: „Dieser Canide ist zu groß und hat einen in Bezug auf die Höckerzähne zu starken Reißzahn, um ein Fuchs zu sein. Seine Höckerzähne sind zu wohlentwickelt für einen *Cuon*. Er ist vom Wuchse eines großen Schakals, doch ist sein Reißzahn verhältnismäßig bedeutender, als man es im allgemeinen bei der Gruppe der Schakale sieht, und dieser Gegensatz verschärft sich dadurch, daß bei unseren Caniden die mittleren Prämolaren $P^3$ und $P^2$ auch ziemlich stark sind. Wir denken, daß der Canide von Cajarc sich mehr den Wölfen nähert, und glauben ihn als einen kleinen Wolf vom Wuchse eines großen Schakals bezeichnen zu können, da seine mittleren P stark (die M zu schmal) sind.“

Die wichtigsten Belegstücke des **Hundsheimer Schakals** sind 2 Mandibelfragmente, die offenbar demselben Individuum angehören. Die Zahnkronen sind leider weggebrochen, der linke Kieferast besitzt die Alveole, eines $M_3$, auf der rechten Seite fehlt jede Spur dieses Zahnes. Der Reißzahn mißt in beiden Kiefern 19 mm, $M_2$ ist 9 mm lang. Der Kieferast ist unter dem Reißzahn 20 mm hoch und ebenda 10 mm dick. Huxley gibt a. a. O. pag. 256 für $M_1$ und $M_2$ Längen von 18, 18, 19 mm bzw. 10, 9, 9 mm bei *Canis aureus* an. Hilzheimer nennt in seiner Monographie der nordafrikanischen Schakale als Länge des $M_1$ 18—19,5 und 8—10 für den $M_2$ des *Canis aureus* Kleinasiens. Vom dalmatischen oder siebenbürgischen Schakal, welchem unser Fossil am nächsten stehen dürfte, dem *Canis aureus dalmaticus* Wagn., steht mir leider kein Material zur Verfügung. Außer den erwähnten Unterkieferbruchstücken liegt aus Hundsheim das proximale Ende einer Ulna vor, deren oberes Ende 14 mm breit ist. Metacarpalia sind von Hundsheim sowohl wie von Kronstadt in größerer Zahl vorhanden. Im folgenden gebe ich deren Maße:

1) Dies gilt auch für den Höhlen grabenden südrussischen Wolf und für den indischen *Canis pallipes*, der nach Blanford mit Vorliebe in ebenen, dürftig bewachsenen Landschaften haust und in hügeligen und bewaldeten Gegenden weit seltener auftritt.

Maßtabelle (in mm).

| Art der Maße | Metacarpale II links (a) | Metacarpale II links (e) | Metacarpale III links (d) | Metacarpale IV links (c) | Metacarpale IV rechts (g) | Metacarpale V rechts (f) |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | Kronstadt | Hundsheim | Hundsheim | Hundsheim | Hundsheim | Hundsheim |
| Größte Länge | 55,5 | — | 60 | — | 59 (ohne Epiphyse) | 50 (ohne Epiphyse) |
| Tiefe oben | 9 | 9,5 | 10 | 10 | 9,3 | 10 |
| Quere Breite oben | 7 | 7,3 | 7 | 6,5 | 7,0 | 10 |
| Breite Mitte | 6 | 6,5 | 6 | 5,5 | — | 7 |
| „ unten | 8 | ohne untere Epiphyse | | | 7,1 | 9 |

Vom Schakal aus Hundsheim fand sich ferner ein isolierter Lendenwirbel.

Von Hundsheim besitzt das k. k. Hofmuseum zu Wien ein distales Femurende, dessen quere Breite am Unterende 27 mm beträgt. Nehring gibt für den homologen Knochen des Schakals aus Oberfranken 23 und 24 mm für die rezente Form aus Indien an. Die Hundsheimer Schakale waren wohl, ähnlich den nordafrikanischen Schakalwölfen, oft äußerst kräftige Tiere.

Von Kronstadt erhielt ich durch Herrn Hofrat Toula das distale Ende einer Tibia zugesandt, welches 21 mm unten (und 11 mm in der Mitte) breit war. Als entsprechendes Maß zweier Tibien aus Indien bzw. Franken (fossil) gibt Nehring Breiten der Distalenden von 17 und 18 mm an. Es handelt sich im letzteren Falle um Schakalfunde in der Höschshöhle bei Neumühl in Oberfranken, die hier zusammen mit *Hystrix* gemacht wurden.

Den gleichen gelblichweißen Erhaltungszustand wie die Mandibel von *C.* cf. *neschersensis* Croizet und die Reste des *C. aureus* aus Hundsheim besitzt ein rechter Calcaneus eines Caniden vom selben Fundort. Seine größte Länge beträgt 41,5 mm. Nehring gibt 36,5 und 35 mm für den gleichen Knochen beim indischen Schakal an. Schmerling bildet T. 2. t. 6 f. 3 einen Calcaneus von 60 mm Länge ab, der zu *C. lupus* gehört. Er ist viel schlanker als der um 9 mm längere Calcaneus des größeren Wolfes, der T. 2. t. 3 f. 3 abgebildet wird. Calcanei von kleineren Caniden, die in T. 2. t. 9 f. 2 und f. 3 von Schmerling abgebildet werden, sind 37 bzw. 27 mm lang. Ihre Maße werden von Schmerling T. 2 pag. 44 als Grenzwerte dieser Knochen beim „fossilen Fuchs" angegeben. Offenbar gehören sie zu *Canis vulpes* bzw. zu *C. lagopus*. Demnach dürfte der Hundsheimer Calcaneus eher zum Schakal als zum Wolfe oder Fuchs gehören. Ein Calcaneus vom Seweckenberg mißt nach Nehring (Sitzungsber. Ges. naturf. Freunde Berlin. 1904. pag. 296) 36,5 mm. Ein Calcaneus von 38,2 mm Länge wird von F. Toula pag. 609 aus Kronstadt angeführt. Ich weiß nicht, ob Fuchs oder Schakal vorliegt.

Von Metatarsalien des Schakals wurde in Kronstadt von dem linken Hinterfuß Metatarsale III und in Hundsheim Metatarsale V gefunden. Die Breiten von links nach rechts messen am Oberende 10 bzw. 7 mm; in der Mitte 6 mm für beide Knochen. Die Längenmaße können nicht gegeben werden, da die Enden beschädigt sind. Vergleichsweise führe ich die Maße eines rechten Metatarsale III von dem kleinen Wolf aus Hundsheim an dieser Stelle an. Seine größte Länge beträgt 72 mm. Breite und Tiefe des Oberendes betragen 11 bzw. 13 mm. Die gleichen Maße in der Mitte und am Distalende sind 9,5 : 8,5 und 11,5 : 11. Vgl. Taf. XII [XL], Fig. 8.

Eine erste Phalange (welche?) des Schakals von Hundsheim ist 27 mm lang; oben 8 mm breit und tief, in der Mitte 5 mm breit und tief; am Unterende ca. 6 mm breit und tief. Die entsprechenden Maße einer zweiten Phalange (welcher?) von Kronstadt mit anhaftendem roten Lehm sind 19; 6,5; 4 : 3; 6 : 4.

Schakalreste sind bisher nur selten fossil beobachtet worden.

Der älteste Rest, eine Tibia, wird von Ch. Depéret kurz erwähnt[1]) und abgebildet. Sie entstammt dem „Forestbed"-Niveau der „Mergel und Sande von Chalon-Saint-Cosme". Am distalen Ende[2]) ist sie 22 mm breit gegenüber 21 mm bei dem Tibiafragment von Kronstadt (eigene Messung). Die quere Breite des Tibiaschaftes beträgt an dem Stück von Chalon-Saint-Cosme 12 mm gegen 11 mm an dem Kronstädter Fossil.

Die in geologischer Reihenfolge jetzt zu nennenden Schakalreste sind die von Hundsheim und Kronstadt, welche unzweifelhaft dem Mitteldiluvium angehören. Alle übrigen aus der Literatur mir bekannt gewordenen Schakalreste gehören der jungdiluvialen *Tichorhinus*-Fauna an.

Von F. Römer[3]) wird ein linker Unterkiefer von *Canis* sp. „in der Größe zwischen Wolf und Fuchs in der Mitte stehend" abgebildet. Die Länge des unteren $M_1$ (Sectorius) beträgt 21 mm nach Abbildung, also nur 1 mm mehr als an den Hundsheimer Fragmenten.

Diesen Unterkiefer aus Ojców möchte Woldřich[4]) mit 2 Radien, links und rechts, von Zuzlawitz, seines *Canis intermedius* in Verbindung bringen. „Uebrigens hat auch Nehring bereits diluviale Reste fraglich zu *Canis fam. intermedius* gestellt. Es scheint also, daß auch der prähistorische Haushund *Canis familiaris intermedius* Woldř. seinen Stammvater im diluvialen *Canis intermedius* besitzt etc." (Kafka, Die Raubtiere Böhmens.)

Die übrigen Schakalfunde, welche Woldřich (in: Beiträge zur Geschichte des fossilen Hundes. Mitt. Anthropolog. Ges. Wien. 1882. Bd. 11) und Nehring machten, habe ich bereits 1906 aufgezählt. Sie entstammen der Certova dira (*Canis Mikii* Woldř.), der „Schlote des Seweckenberges" (in: Diluviale Wirbeltierreste aus einer Schlote des Seweckenbergs bei Quedlinburg, l. c.), und der Höschshöhle in Oberfranken, über deren Fauna Nehring mehrfach berichtet hat.

Auch aus dem Jungquartär von Frankreich kennt man den Schakal, wie ich den Ausführungen von Th. Studer[5]): Étude sur un nouveau chien préhistorique de la Russie, Anthropologie. 1905. pag. 269 entnehme.

Als die Ahnform des europäisch-asiatischen Schakals, der samt seinem afrikanischen Vetter als ein typischer Genosse der mediterranen Fauna anzusehen ist, kommt in erster Linie *Canis megastomoides* Pomel in Betracht. Er vereinigt nach Boule mit dem Schädelbau eines Fuchses das Gebiß eines süd-

1) Études des gîtes minéraux de la France. Les terrains tertiaires de la Bresse etc. par F. Delafond et Ch. Depéret. Ministère des Travaux publics. Paris 1893. pag. 252—253. *Canis*. (Taille du Chacal t. 16 f. 5.)

2) Nehring führt in seiner Maßtabelle von Resten fossiler Schakale l. c. pag. 296 als Breite des distalen Tibiaendes 17 mm für den rezenten Schakal aus Indien und 18 mm für die Form aus Bayrisch-Oberfranken (Höschshöhle) an. Es könnte sich demnach um verschiedene Schakalrassen handeln.

3) Die Knochenhöhlen von Ojcow in Polen. Palaeontographica. Bd. 29. Cassel. 1883. t. 9 f. 2.

4) I. N. Woldřich, Diluviale Fauna von Zuzlawitz bei Winterberg im Böhmerwalde. 3. Teil. pag. 44—45.

5) „Au Muséum d'histoire naturelle de Paris, j'ai pu comparer un fragment de machôire inférieure d'un *Canis*, trouvés par M. M. Boule et Cartailhac. — (C. et B., La grotte de Reilhac, et Boule, Note sur le remplissage des cavernes. L'Anthropologie. 1892.) — avec des ossements de Cheval, Renne, Cerf, Hyène, dans le Trou Pélaprat près Reilhac (Lot). Il dénote un animal de la taille d'un chien de chasse. La longueur de la carnassière est de 20 mm, l'épaisseur de le mâchoire inférieure au dessous du talon de la carnassière 24 mm." (Länge des $M_1$ von *Canis Petényii* Kormos aus Ungarn = 16,5, größte Breite = 6,3 mm.) „Der Reißzahn unterscheidet sich von demjenigen des Fuchses dadurch, daß sein innerer Nebenzacken größer, gedrungener ist. Andererseits steht er dem Reißzahn des Fuchses insofern näher, als sein Hauptzacken höher ist, wodurch ebenso, wie beim Fuchs, der Talon tiefer zu liegen kommt. Dieser Zahn weicht im ganzen nur dadurch von dem gleichen des Fuchses ab, daß er — ein gleichgroßes Tier als Grundlage des Vergleiches angenommen — etwas größer ist. Aus: Th. Kormos *Canis (Cerdocyon) Petényii* n. sp. und andere interessante Funde aus dem Komitat Baranya. t. 6—7. Mitt. a. d. Jahrbuch d. Kgl. ungar. geol. Reichsanstalt. Bd. 19. Heft 4.

amerikanischen Schakals (THOUS). Eine Abbildung des interessanten Tieres, das von ZITTEL, Mammalia. T. 4. pag. 629 mit *Canis borbonidus* BRAVARD und mit *Canis issiodorensis* CROIZET u. JOBERT vereinigt wird, gibt P. GERVAIS in Zoologie et Palaéontologie françaises. t. 27. f. 7. BOULE hat über die Identität der 3 genannten Arten im Bull. Soc. géol. France. 3. Sér. T. 17. pag. 321—330 mit t. 7 berichtet. Eine ausführliche Besprechung erfährt das Tier durch Dr. TH. KORMOS in seiner Studie: *Canis (Cerdocyon) Petényii* n. sp. und andere interessante Funde aus dem Komitat Baranya. t. 6 u. 7, Mitt. a. d. Jahrb. d. Kgl. ungar. geol. Reichsanstalt. Bd. 19. Heft 4. Budapest 1911. Die Molaren des Unterkiefers sind bei genannter Form, dem direkten Ahnen des Schakals, noch verlängert, so daß folgendes zutrifft: „Bei *C. megastomoides* beträgt die Länge des $M_1$ nach BOULE 13,5, $M_2 + M_3 = 13{,}0$, diese letzten 2 Zähne sind also zusammen bloß um einen halben Millimeter kürzer als der Reißzahn. Beim Csarnótaer Exemplar beträgt der Unterschied demgegenüber 2,5 mm, d. h. die letzten 2 Zähne nähern sich schon den Zähnen des Fuchses und des Schakals. Beim heutigen Fuchs erreicht dieser Unterschied schon 4,5—5 mm." Ferner: „All das Gesagte in Betracht gezogen, glaube ich kaum irrezugehen, wenn ich voraussetze, der *Canis* von Csarnóta sei ein direkter Abkömmling des aus dem Pliocän Frankreichs bekannten *Canis megastomoides*. Mit letzterem werden die phylogenetischen Bande durch die primitiven, atavistischen Merkmale des Kiefers aufrecht erhalten, während er sich zufolge seines in der Entwicklung weiter vorgeschrittenen, einfacheren Gebisses schon dem Fuchs nähert. Dieser Umstand dürfte vielleicht gleichzeitig auch ein Fingerzeig dafür sein, daß der *Canis* von Csarnóta geologisch jünger als der französische gewesen sein mochte." Bedauerlicherweise wird vom Verf. auf einen genauen Vergleich mit den Schakalen, welche wir durch HILZHEIMER so genau bezüglich des Gebisses kennen, nicht eingegangen. Schakale kennt KORMOS (briefliche Mitteilung) aus dem Quartär von Ungarn. FREUDENBERG stellte den *Canis aureus* in Hundsheim und in Kronstadt (Brasso) fest, wo nach brieflicher Mitteilung vom 7. Dez. 1912 nach Dr. KORMOS gleichfalls wie in Csarnóta *Neomys fissidens* lebte; hier neben *Canis (Cerdocyon) Petényii* n. sp., *Leopardus pardus antiquus* GOLDF., *Dolomys Milleri* NEHRING, *Prospalax priscus* NEHRING, *Rhinoceros* sp., *Crocidura gibberodon* PET., *Putorius beremendensis* PET., *Lepus* sp., *Felis manul.* PALLAS, *Vulpes corsac* L., *Cricetulus phaeus*, *Lutra lutra* L., *Ursus arctos.* L. Diese 5 leben noch. Gerade da von demselben Fundort *Canis corsac*, also ein Vertreter der Füchse, angegeben wird, den KORMOS auf der gleichen Tafel (t. 7) wie *C. Petényii* abbildet, so ist der Verdacht um so mehr gerechtfertigt, daß diese neue Art zu *Canis aureus* in den engsten Beziehungen steht. *Vulpes corsac* (inkl. *Vulpes vulpes*) stammt von *Vulpes Donnezani* ab, den DEPÉRET beschrieb in „Les animaux pliocènes du Roussillon". T. 1. P. 1. t. 6 f. 1—7.

### *Canis vulpes* L.

SIDNEY H. REYNOLDS, The Canidae. A monograph of the British pleistocene Mammalia. Vol. 2 Part 3. pag. 1—28. t. 1—6. Palaeontographical Society. London 1909.

Auf pag. 21, Textfig. 6, jener Arbeit findet sich ein Femur von *Canis vulpes* von der Rückseite abgebildet, das vollkommen übereinstimmt mit einem proximalen Femurende aus Deutsch-Altenburg. Dieses Bruchstück bilde ich ab als Textfig. 32 (nicht 36!) S. 68 [520].

Ich bringe den Rest von Deutsch-Altenburg in Vergleich mit einem fossilen Femur aus Ightham bei Maidstone und einem subfossilen Femur aus Weinheim a. d. Bergstraße. Die Art der Messung erfolgt nach REYNOLDS.

| Femurmaße in mm | Deutsch-Altenburg | Weinheim | Ightham |
|---|---|---|---|
| Durchmesser des Caput vorn-hinten | 13,5 | 12 | 13 |
| Durchmesser des Schaftes (vorn-hinten) in der Mitte | 8 | 8 | 8,5 |
| Querdurchmesser am Proximalende vom Trochanter major bis zum Innenrande des Caput | 30 | 27 | 28 |

Die Maße sind zu klein, als daß Schakal hier in Betracht käme, und zu groß für *C. lagopus*, dessen Femur von Ightham durch Reynolds beschrieben und abgebildet wurde. Es ist um $^1/_3$ kleiner als *C. vulpes*. Das gleiche gilt für ein Femuroberende aus dem Lahntal im Geologischen Museum zu Göttingen. Hier wird auch ein Epistropheus aus dem Kalktuff von Weimar (Koll. v. Seebach) aufbewahrt, der mit dem Fuchs (Reynolds l. c. t. 6 f. 7) gut übereinstimmt. Die gleiche Bezeichnung trägt eine Ulna dieses Fundortes, die ich indessen wegen ihrer Breite in der Richtung vorn-hinten und der Höhe des Olecranon zu *Felis catus* stellen muß.

*Canis vulpes* ist aus England schon im Oberpliocän bekannt im Red crag wie darüber im Forestbed. „Das einzige oben beschriebene Belegstück stammt von Bacton und kommt nach aller Wahrscheinlichkeit aus der Seeablagerung (upper freshwater-bed?), von wo so viele Stücke der Green-Kollektion genommen wurden; indessen ist kein bestimmtes Niveau angegeben bei dem Fundstück“ (nach E. T. Newton, The Vertebrata of the forestbed series, l. c. pag. 19—20. t. 4 f. 2). Derselbe Autor schreibt in: The Vertebrata of the pliocene deposits of Britain (Mem. of the Geological Survey). pag. 9 das Folgende über den Red crag-Fuchs:

„*Canis vulpes* Linnaeus (Fuchs), t. 1 f. 5.

Ein Schädelbruchstück mit Zähnen, gefunden vom verstorbenen Mr. R. Bell im Red crag über dem ‚Nodule-bed‘ zu Boyton, Suffolk, wurde als Fuchs erkannt von Mr. W. Davies vom British Museum, und nachher beschrieben von Mr. R. Lydekker (Geol. Mag. Dec. 3. Vol. 1. 1884. pag. 443, und Cat. foss. Mamm. Brit. Mus. Part 1. 1885. pag. 131). Dieses Stück scheint etwas größer als die Schädel von lebenden Füchsen, mit denen es verglichen wurde; doch besteht keine Frage bezüglich seiner spezifischen Identität. Es war einiger Zweifel laut geworden hinsichtlich des wahren Alters dieses Fossils, denn es schien möglich, daß es einem rezenten Fuchs angehörte, der in einem tiefen Loch vergraben war; aber M. R. Bell, dessen Meinung in solchen Dingen viel Gewicht hat, erklärte sich damit einverstanden, daß der Schädel wirklich von Red crag-Alter war.“

Aus den Sanden von Mosbach und Mauer ist bisher nichts vom Fuchs bekannt geworden, wenigstens nicht aus den Sanden der *etruscus*-Stufe. Erst aus dem Mitteldiluvium kennt man ihn auf deutschem Boden.

### *Hyaena striata* Zimm.

Es liegen von einem Individuum 4 Reste der rechten Vorderextremität vor, die Taf. XIII [XLI], Fig. 1—4 dargestellt wurden. Es sind dies der proximale Humerus, der distale Humerus, die proximale Ulna, der proximale Radius.

Der Humerus hat eine obere (Scapula-)Rolle von 32 mm querer Breite ohne die Tuberositäten.

Bei einer rezenten getreiften Hyäne im Tübinger zoologischen Museum messe ich 34 mm quere Breite.

Die quere Breite des Schaftes in gleicher Richtung mißt an dem Fossil 15 mm von links nach rechts gegen 20 mm von hinten nach vorn.

Das rezente Vergleichstier hat eine quere Breite des Humerusschaftes von 14 mm von links nach rechts und 19 mm von hinten nach vorn.

Das distale Ende des Knochens ist an dem Fossil mit einer Andeutung der Spange des Foramen entepicondyloideum versehen, die ich auch an dem rezenten Tier in deutlichster Weise bemerkte. Zudem war hier ein Foramen supratrochleare entwickelt. Die Gelenkfläche mißt von links nach rechts an dem Fossil 35 mm und 55[1]) mm für das gesamte Distalende einschließlich der Tuberositäten. Das Vergleichstier gibt entsprechende Maße von 28 und 41,5 mm.

Eine Durchbrechung der dünnen Knochenwand über dem distalen Ende, welche beim Wolf die Regel ist, findet sich nicht bei den von mir untersuchten Exemplaren der gestreiften Hyäne aus dem Wiener Hofmuseum, noch auch an dem Hundsheimer Fossil. Doch scheint sie bei jungen Tieren zuweilen vorzukommen.

In der Form finde ich eine vollkommene Uebereinstimmung zwischen den fossilen Resten der gestreiften Hyäne aus Hundsheim und dem rezenten Vergleichstier. Die Verschiedenheit der queren Breiten der distalen Gelenkflächen und der distalen Knochenenden hat nichts Auffallendes. Aehnliches kann man bei den Gelenkenden der verschiedensten Säugetiergruppen beobachten.

Die proximale Gelenkfläche der Ulna mißt von links nach rechts 14 mm, die Höhe des Processus olecrani etwa 35 mm. Der Schaft mißt von links nach rechts 15 mm und 20 mm von vorn nach hinten. Den beiden letzteren Maßen entsprechen am rezenten Tier Breiten und Tiefen von 12,5 und 18 mm. In der Form und Stärke ist die Ulna recht verschieden von der gefleckten Hyäne, von der gleichfalls ein Rest aus der Hundsheimer Knochenbreccie vorliegt. Die Art der Erhaltung ist bei den Resten der gestreiften Hyäne verschieden von dem einzigen Ueberrest der gefleckten Hyäne (*Hyaena crocuta* race *intermedia* M. de Serres).

Der Radius besitzt eine proximale Gelenkfläche von 27 mm Breite (links-rechts) und 17 mm Tiefe (vorn-hinten). Der Schaft ist von links nach rechts 21 mm breit und 12 mm tief an derselben Stelle, bei dem rezenten Vergleichstier ist das proximale Ende 22 mm breit und ca. 16 mm tief.

Die Maße bewegen sich also wieder in ähnlichen Grenzen bei der fossilen und bei der rezenten *Hyaena striata*. Die Crista deltoidea reicht bei *Hyaena crocuta* weiter nach abwärts, als bei *Hyaena striata* (nach Reynolds). Ich finde diese Angabe bestätigt, ein Merkmal, das auch für den Hundsheimer Humerus zutrifft. Sehr viel kräftiger als die gestreifte Hyäne ist die gefleckte und ihre diluviale Rasse: *Hyaena spelaea*. Das Distalende des Humerus ist nach S. H. Reynolds (pag. 19) 56,5, bei der rezenten Form 59, 58,5, bei der englischen Höhlenhyäne 56 mm breit.

Die größte Breite der Trochlea mißt entsprechend 46,5, 47, 45,5, 44, gegen nur 35 bei der Hyäne von Hundsheim.

Die Breite des Radiusendes von links nach rechts variiert bei der *Hyaena spelaea* von 33—30 gegen 22,5—20,5 Tiefe. Auch hier wieder merklich mehr als bei *Hyaena striata*.

Das Olecranon Ulnae der Höhlenhyäne [nach Reynolds[2])] hat eine maximale Höhe von 43—51 mm und eine maximale Breite von 21,5—29,5. *H. striata* von Hundsheim mißt hier 43 bzw. 22 mm.

1) E. Harlé gibt in „Faune de la grotte à Hyènes rayées de Furninha et d'autres grottes de Portugal" folgende Breitenmaße für das distale Humerusende an (pag. 91 oben): 54, 51, 50, 48, 48, 47, 46, 45, 42? Es handelte sich dabei immer um erwachsene Tiere mit großem Foramen supratrochleare.

2) S. H. Reynolds, A monograph of the british pleistocene Mammalia. The Cave Hyaena. Palaeontographical Society. 1902.

Die gestreifte Hyäne ist eine typische Erscheinung der mitteldiluvialen Ablagerungen im Mediterrangebiet. So zitiert sie POHLIG[1]) für die *antiquus*-Sande des Monte Verde bei Rom.

Auf die verschiedenen Angaben der gestreiften Hyäne aus Südfrankreich durch HARLÉ[2]) brauche ich hier nicht mehr zurückzukommen. Ich habe mich 1908 (Die Fauna von Hundsheim. pag. 212—215) ausführlich hierüber geäußert.

In den letzten Jahren befaßte sich HARLÉ besonders mit den quartären Faunen von Spanien, wo gleichfalls *Hyaena striata* von ihm nachgewiesen wurde, nachdem diese Art zum erstenmal von DELGADO[3]) bekannt gemacht worden ist. Darauf haben sich GAUDRY u. BOULE in: Matèriaux pour l'histoire des temps quaternaires. Fasc. 4. 1892. pag. 117 u.f. mit der Furninha-Hyäne befaßt[4]).

Als die Ahnform der rezenten und mitteldiluvialen *Hyaena striata* dürfen wohl ohne Bedenken einige Reste aus dem red crag von England angesprochen werden, deren Literatur ich 1908 pag. 212 angeführt habe. Die Beschaffenheit des bei E. T. NEWTON (The Vertebreta of the pliocene deposits of Britain. t. 1 f. 9a—10b) abgebildeten oberen $P^4$ und unteren $P_3$ spricht für eine *Hyaena striata* und andererseits haben 2 von E. R. LANKESTER[5]) abgebildete obere $P^3$ größte Aehnlichkeit mit dem hinteren Bruchstück eines Zahnes im Geologischen Institut in Tübingen (Bohnerz von Tuttlingen), den ich direkt mit *Hyaena striata* verglich, der aber durch die wohlentwickelte hintere Spitze und durch die gleichfalls auffallende Schmalheit (soweit diese aus dem Fragment erschlossen werden kann), ausgezeichnet ist. Nach diesem Befund würde *Hyaena antiqua*, mit der ich Bohnerzfund identifiziere, allerdings zu einer besonderen Species gehören und ihren Namen „*antiqua*" voll verdienen. Sie stellt ein primitives Stadium einer kleinen Hyäne vom „*striata*"-Typus dar und darf als der direkte Vorfahre der wesentlich südasiatischen gestreiften Hyäne angesehen werden. Sie scheint im Oberpliocän auch in Europa verbreitet gewesen zu sein.

| Maße des $P^3$ | *Hyaena antiqua* von Tuttlingen | *Hyaena antiqua* red crag von Woodbridge (nach LANKESTER) | *Hyaena striata* in Tübingen |
|---|---|---|---|
| Länge des Zahnes | 25? | 24 | 21,5 |
| Größte Breite | 14 | 13 | 16 |
| „ Höhe | 15 (außen) | 19 (innen) | 20 (außen) |

Das Tübinger Fossil trägt die Aufschrift von der Hand QUENSTEDTS: „Wolf, sehr groß, 3. oder 4. Backenzahn des linken Unterkiefers. Bohnerz Tuttlingen. Cf. JÄGER V. 15, 16." Darunter lag ein zweites, späteres Zettelchen: „Hyänenzahn, Bohnerz Tuttlingen." Auf einem weiteren Zettel fügte ich die Bestimmung bei: „*Hyaena antiqua* LANKESTER, $P^3$ r. o."

1) H. POHLIG, Ueber *Elephas trogontherii* in England. Monatsber. d. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 5. 1909. pag. 242—249.

2) E. HARLÉ, Faune de la grotte à Hyènes rayées de Furninha et d'autres grottes de Portugal. Bull. de la Soc. Géologique de France. Sér. 4. T. 9. pag. 85—99. Die vom Autor gegebene Liste umfaßt: *Ursus arctos, Meles taxus, Mustela foina, Foetorius erminea, Canis lupus, Canis vulpes, Hyaena striata* (groß und stark), *Felis catus, Felis pardus, Felis lynx, Vespertilio murinus?, Vespertilio* sp., *Rhinolophus ferrum equinum, Erinaceus europaeus, Rhinoceros Mercki* KAUP, *Equus caballus, Sus?*, großer Bovide, *Cervus elaphus, Lepus cuniculus, Arvicola amphibius.* Außerdem Vögel, Reptilien, Fische.

3) La grotte de Furninha (der Name steht bei mir 1908 verdruckt) à Péniche. Compt. rend. 9. Sess. Congrès international Anthr. et Arch. préh. en 1880, à Lisbonne.

4) An der Hand einer Photographie stellten die Autoren an einer der Mandibeln die Alveole eines $M_2$ fest, deren Vorhandensein als atavistisches Merkmal gedeutet wird.

5) No. 37983 Brit. Mus. Lit. über *Hyaena antiqua* bei NEWTON, l. c. pag. 7—8. Ebenso ist der von E. R. LANKESTER in: Contributions to a knowledge of the newer tertiaries of Suffolk and their Fauna, Quart. Journ. of the Geolog. Soc. London. 1870. pag. 493—514. t. 33 f. 5 and 6 abgebildete Zahn ein oberer $P^3$, welcher von LANKESTER gleichfalls zu *Hyaena antiqua* gestellt wurde.

Nur der hintere Zahnabschnitt ist an dem Bohnerzfossil erhalten.

Die Bruchfläche, welche quer zur Längsachse des Zahnes verläuft, durchschneidet den Zahn in der Mitte der Hauptspitze, welche etwas aus der Mitte des Zahnes nach vorn gerückt ist, infolge stärkerer Entwicklung des hinteren Sekundärhöckers im Vergleich zum vorderen. Der noch erhalten gebliebene Zahnteil ist 14 mm lang, so daß die gesamte Zahnlänge auf etwa 25 mm geschätzt werden kann. Der hintere Zahnhöcker mißt in der gleichen Richtung 7 mm, gegenüber der Hälfte dieses Maßes bei *Hyaena striata* (Tübingen, Geolog. Inst.). Die Breite des Hauptzackens beträgt an dem Fossil merklich weniger als am gleichen Zahn der *Hyaena striata*, 14 : 16, was mit Rücksicht auf die Gedrungenheit des $P^3$ der rezenten *H. striata* ein ganz anderes Verhältnis von Länge zu Breite bedeutet. Ein Cingulum ist auf der Innenseite an der hinteren inneren Ecke wohlentwickelt. Es steigt steil gegen die Alveole ab und ist in der Mitte des Zahnes durch Usur verwischt. Die geringe Kronenhöhe trennt unsere Art scharf von *Hyaena crocuta*, wie auch der wohlentwickelte Sekundärhöcker. Die geringe Breite der Krone ist ein Unterschied gegen *Hyaena arvernensis*, von der unten der gleiche Zahn beschrieben werden soll. Die hintere Wurzel, welche die bedeutendere ist, besitzt am Hinterrand eine Länge von 25 mm, oben ist sie 12 mm breit. Auf Taf. XIII [XLI], Fig. 8, 8a gebe ich 2 Abbildungen des Tuttlinger Hyänenzahns.

Das Bruchstück des Hyänenzahns fand ich im Tübinger Geologischen Institut unter den Resten des Höhlenbären aus der Erpfinger Höhle. In der gleichen Schublade lag noch ein gleichfalls unbeschriebener Unterkiefer von einer *Viverra*, der südfranzösischen äußerst ähnlich. Er stammt aus dem Spalt im Kalkstein von Solenhofen, wo er zusammen mit *Lutra franconica* Quenstedt gefunden wurde, und ist durch den gleichen harten weißen Zustand der Erhaltung und den anhaftenden roten Bohnerzlehm ausgezeichnet.

Durch diese Verlagerung der Reste kamen die interessanten Stücke Herrn Dr. Schlosser in München nicht zu Gesicht, dem die übrige jungtertiäre Bohnerzfauna der schwäbischen Alb zur Untersuchung überlassen wurde. Sie wurde in Kokens Geolog. und Paläontologischen Abhandlungen 1902 beschrieben und ist auch für unsere Fauna wichtig, da sie verschiedene alt- und mittelquartäre, auch pliocäne Reste umfaßt.

Fragen wir nach dem Ursprung der *Hyaena brunea*, so müssen wir die Faunen des Altquartärs und des Pliocäns nach Ueberresten dieser Form prüfen. Es begegnen uns hier, nach rückwärts schauend, zunächst die Säugetierfaunen von Mosbach und Mauer. W. v. Reichenau hat in seinen „Beiträgen zur näheren Kenntnis der Carnivoren aus den Sanden von Mauer und Mosbach“ auf t. 11 und t. 3 f. 3 einen Unterkiefer und einen prächtigen Hyänenschädel aus Mosbacher Sanden abgebildet, den er auf *Hyaena arvernensis* Croizet bezieht. Pag. 288—300 wird das Stück ausführlich behandelt und in verschiedenen Maßtabellen mit anderen Hyänen, wie *H. striata, H. brunea, H. eximia, H. crocuta, H. spelaea, H. Perrieri, H. robusta* (= *brevivostris*), in Vergleich gebracht.

Die Aehnlichkeit der *H. arvernensis* mit *H. striata* ist nach diesen Befunden nicht so groß, wie es scheinen möchte. Vielmehr scheint *Hyaena arvernensis* (Mosbach) mit der rezenten *H. brunea* am nächsten verwandt zu sein. „*Hyaena arvernensis* hat nach obigem den schmalsten Schädel von allen Hyänen, muß also eine gewisse Wolfsähnlichkeit zur Schau getragen haben. Im Gegensatz hierzu hatte *Hyaena brevivostris* Aymard (nach Boule = *robusta* Weithofer) einen hochstirnigen, breiten Schädel nach Art der großen Höhlenbären.“ (W. v. Reichenau l. c.)

Nach Niederschrift dieser Zeilen kommt mir E. Harlés Arbeit: Les mammifères et oiseaux quaternaires connus jusqu'ici en Portugal [Mémoire suivi d'une liste générale de ceux de la Péninsule ibérique [1]) (siehe Tafel)] in die Hand. Der Vergleich von Harlés t. 2 (Unterkiefer von oben und von der Seite) mit t. 3 bei W. v. Reichenau: Beiträge etc., läßt sofort die folgenden qualitativen Unterschiede erkennen. Die vorderen P des Unterkiefers (denn nur diese sind bei dem Tier von Mosbach erhalten) sind bedeutend niedriger bei *H. arvernensis* als bei *H. striata foss.* Der von Reich. dargestellte Ramus ascendens läßt bei *H. arvernensis* eine tiefe Grube für den äußeren Teil des Temporalmuskels erkennen, welcher außerordentlich stark entwickelt war und das Hinterhaupt (Inion) ganz nach hinten schob. Bei *H. striata* ist die labiale Seite des Kronfortsatzes glatt, dieser im ganzen schmäler und weniger zurückgebogen. Das Tier von Mosbach war zwar älter als das portugiesische, aber die Unterschiede sind so beträchtlich, daß die spezifische Trennung gesichert erscheint. t. 3 bei Harlé zeigt die Schädelbasis. Ich vergleiche sie mit t. 11 bei W. v. Reichenau, f. 2. Zunächst fällt hier das stark vorspringende Hinterhaupt auf, dann ist der Winkel, welcher von den beiderseitigen Jochbögen und Maxillen in der Alveolarhöhe gebildet wird, ein viel stumpferer bei *H. arvernensis* als bei der *H. striata fossilis.* Die Jochbögen und Gaumenbeine sind im Verhältnis zur basalen Länge des Schädels viel weiter voneinander abstehend und schwerer gebaut bei der Mosbacher Hyäne. Diese war zum Zerbeißen der Knochen viel geeigneter. t. 4 f. 1 bei Harlé und t. 11 f. 2 bei v. Reichenau zeigen die Profilansichten der Schädel. *H. arvernensis* hat eine emporgewölbte Stirn, an den Höhlenbären erinnernd, *H. striata* eine glatte, allmählich ansteigende Stirn. Das Hinterhaupt ist bei *H. arvernensis* wie eine Zipfelmütze herabgezogen und verursacht die bogige Form des Sagittalkammes. Bei *H. striata* ist derselbe gerade und fällt in die Verlängerung der Stirnlinie. v. Reichenau führt aus:

„Was die Ausbildung des einzigen Molaren ($M_1$) betrifft, insbesondere die erhalten gebliebene Längendimension dieses degenerierenden Organs, so finden wir *Hyaena arvernensis* hierin der Vorgängerin *Hyaena eximia* noch am nächsten stehend", und „am meisten Aehnlichkeit hat er mit der rezenten *Hyaena brunea*". Aehnliches ergibt sich für die übrigen Zähne des Ober- und Unterkiefers, von denen wir nur das bei v. Reichenau über den oberen $P^4$ Gesagte herausgreifen wollen:

„Bei *Hyaena arvernensis* ist der hinterste Prämolar oder Reißzahn einfacher gebaut als bei *Hyaena spelaea*, am Grunde kräftiger, mit Basalband; die Höcker sind mehr abgerundet konisch, nicht so hoch und nicht scharfschneidig. Der Reißzahn bleibt an Länge hinter dem der *Hyaena spelaea* zurück und ist verhältnismäßig breiter, der hintere Höcker gleich den beiden anderen kürzer. Die Breite aller Höcker ist im Verhältnis zur Zahnlänge bedeutender, nur die absolute Breite des vorderen Höckers ohne seinen Innentuberkel ist geringer. Der letztere fällt, wie bei *Hyaena striata* und *brunea*, innerhalb einer am Vorderrande des Zahnes auf dessen Längsachse im Grundriß gefällten senkrechten Linie, nicht vor dieselbe, wie bei *Hyaena crocuta* und *spelaea*."

Ich bin in der Lage, von *Hyaena arvernensis* Croizet et Jobert einen oberen $P^3$ von Mauer bei Heidelberg zu beschreiben und abzubilden. Ich erhielt das seltene Stück vor wenigen Jahren (1905) durch W. Blatz, den verstorbenen Mineralien- und Petrefaktenhändler zu Heidelberg.

1) Communicaçoes du Service géologique du Portugal. Lisbonne 1910. Die hier beschriebenen prächtigen Reste der *Hyaena striata* stammen aus der Grotte von Furninha (Péniche) in Portugal und werden im Museum der Geologischen Landesanstalt in Lissabon aufbewahrt. Auf pag. 30—35 wird die ausführliche Beschreibung gegeben. Der Humerus ist unten 48 mm breit bzw. 51 mm (2. Ind.). Der Radius hat oben einen größten Durchmesser von 27 mm, geringste Breite der Diaphyse = 21. Er wird auf t. 4 f. 2a und 2b abgebildet.

W. v. Reichenau sagt über den oberen $P^3$ das Folgende: „Der vorletzte Prämolar zeigt bei dem Mosbacher Schädel den Höcker der Krone angekaut; Croizet läßt einen derselben mit intakter Krone abbilden. Er hebt in der Beschreibung den starken Talon am Hinterrande, sowie den deutlichen Innentuberkel (vorderen Innenpfeiler) des Zahnes hervor und gibt folgende Maße an.“ Ich füge denselben gleichzeitig Maße des Zahnes von Mauer, an dritter Stelle, bei.

| | Länge | Breite | Kronenhöhe | |
|---|---|---|---|---|
| *Hyaena arvernensis*, Auvergne (nach Croizet) | 25 | 17 | 22 | |
| „ „ Mosbach (Mus. Wiesbaden) | 24 | 17,3—17,5 | — | |
| „ „ Mauer (Koll. Freudenberg) | 24 | 16 | ca. 21 | (rekonstruiert) |
| „ *spelaea* (6 Messungen) | 23,6—25,5 | 17; 18,9 | 23,8—26,2 | |
| „ *brunea* (Münch. Zool. Samml.) | 22 (22—23) | 14 (15—16,2) | 24 | (nach Hagmann, was in Klammern) |
| „ *crocuta* (Münch. Zool. Samml., 6 Exempl.) | 20—23,2 | 15—17 | 24—? | (das Maximum nach Hagmann) |
| „ *striata* (München) | 19; 20; (19,4) | 13; 12; (13,5) | 18; 19 | (nach Hagmann, was in Klammern) |
| „ *robusta* (nach Weithofer) | 25; 27 | 18; 18 | 21; 18 | |
| „ *antiqua* (nach Newton) | 24 | 13 | 19 | (innen) |
| „ „ (Tuttlingen) | 25? | 14 | 15 | (außen) |
| „ *crocuta* Corton Cliff. (Brit. Mus. Gipsabguß M/13401, Suffolk) | 25,5 | 17,4 | ca. 25 | (Abkauung ber.) |

Hiernach ist dieser Zahn bei *Hyaena spelaea* und *H. crocuta* hochkroniger und spitzhöckeriger.

Unsere Taf. XIII [XLI], Fig. 2—3 gibt die Abbildung des linken oberen $P^3$ der *Hyaena arvernensis* von Mauer. Die oben angeführten Maße lassen keinen Zweifel an der Richtigkeit der Bestimmung, welche ich noch vor W. v. Reichenaus Publikation der „Carnivoren“ im Herbst 1905 unter freundlicher Beihilfe von Herrn Dr. Schlosser in München ausführte. Außer der Literatur der Zittel-Bibliothek standen mir die Vergleichsmaterialien der paläontologischen Staatssammlung zu Gebote. Herr Dr. Schlosser hob mir die altertümlichen Merkmale des Zahnes hervor, die in seiner geringen Kronenhöhe und dem wohlentwickelten vorderen und hinteren Tuberkel bestehen, Merkmale, welche an die Abkunft von den Viverriden gemahnen.

Croizet und Jobert [1]) äußern sich über den gleichen Zahn aus der Auvergne folgendermaßen: „Der 3. $P^3$ hat hinten einen starken Talon und einen wohl ausgeprägten Höcker (tubercle) vorn.“

In einem Punkte scheint jedoch der Zahn aus Mauer von dem Mosbacher und französischen Pliocän-Fossil abzuweichen: in der Entwicklung eines kräftigen äußeren Basalbandes, welches ganz dem von *Hyaena eximia* Roth und Wagner gleicht [2]) (siehe Abbildung). Dies ist um so mehr von Bedeutung, als es zeigt, wie unwichtig dieses Merkmal doch offenbar ist, wo doch die Faunen von Mosbach und Mauer ein unzertrennliches Ganze bilden (abgesehen von einigen lokalen Eigentümlichkeiten der Mosbacher Fauna, in welcher Steppentypen wie *Elephas trogontherii, Lynchus issiodorensis* und *Ovis* cfr. *arkal* auftreten). Die Gleichzeitigkeit der Ablagerung von Mosbach und Mauer habe ich [3]) vor Jahren schon betont.

In diesem Zusammenhang sind die Ausführungen von Gaudry u. Boule (Matériaux etc., l. c.) von großem Interesse, weshalb ich sie hier wiedergeben will:

1) Recherches sur les ossemens fossiles du Département du Puy-de-Dôme, par l'Abbé Croizet et Jobert Aîné. Paris 1828. pag. 178—180. t. 1, 3 u. 4, die Hyänen.

2) Zittel, Handbuch der Paläontologie. Paläozoologie. IV. Vertebrata (Mammalia). f. 555. pag. 662.

3) W. Freudenberg, Die Rheintalspalten bei Weinheim a. d. Bergstraße aus tertiärer und diluvialer Zeit. Centralbl. f. Mineralogie, Geologie und Paläontologie. 1906. No. 21 u. 22. pag. 678 unten.

„Die *Hyaena arvernensis* des Pliocäns der Auvergne kann als ein Vorfahre der *Hyaena brunea* angesehen werden, da sie einige Merkmale des primitiven Typus beibehalten hat. Der untere Reißzahn der *Hyaena arvernensis* der Auvergne gleicht ganz und gar dem der *Hyaena brunea*. Er entfernt sich vom Reißzahn der gestreiften Hyäne durch eine viel beträchtlichere Länge, wie auch bei der *H. brunea* der Talon stärker reduziert ist. Das Innenhöckerchen des zweiten Lobus (Rest des Metakonids) ist gleichfalls weniger entwickelt. Aber wie bei der gestreiften Hyäne sind die vorderen und hinteren Spitzen der Prämolaren noch sehr entwickelt, und der erste P hat eine verhältnismäßig beträchtlichere Länge. Hinsichtlich ihrer Oberkieferbezahnung hält die *Hyaena arvernensis* die Mitte zwischen der gestreiften Hyäne und der *Hyaena brunea*."

Ch. Depéret hat gezeigt (Mémoires de la Soc. géol. de France. Pal. T. 2. 1891), daß die Hyäne von Perpignan (er hat für sie den Namen „*Hyaena arvernensis*" behalten, obwohl sie einem etwas älteren Niveau als das Fossil der Auvergne angehört), Eigenschaften besitzt, welche sie mehr der gestreiften Hyäne nähern. Die *Hyaena arvernensis* der Auvergne entbehrt des basalen Schmelzbandes am oberen Reißzahn; demgegenüber ist dieses Cingulum hier (bei der Hyäne von Perpignan) ebenso wohlentwickelt wie bei der gestreiften Hyäne. Wir schreiben diese Betrachtungen, indem wir die Originale der Sammlung von Croizet und Jobert vor Augen haben. Die *Hyaena arvernensis* muß als eine besondere Art aufrecht erhalten werden, im Gegensatz zu den Zweifeln, die von verschiedenen Autoren (man könnte hier die Arbeiten von Forsyth Major und Lydekker zu Rate ziehen) geäußert worden sind; ist sie doch ein Markstein in der Entwicklungsgeschichte des Genus *Hyaena*. Obwohl sehr nahe verwandt mit *Hyaena striata*, so nähert sie sich doch gegen *Hyaena fusca (brunea)*, und es fehlt nicht viel, so wäre die pliocäne Hyäne der Auvergne ident mit der lebenden *Hyaena brunea*.

Dieser letzte Schritt wird im Quartär vollzogen. In den Höhlen von Südfrankreich hat man seit lange die Anwesenheit einer Form vermerkt, die mit *Hyaena brunea* identisch ist. Ihr haben Marcel de Serres und de Christol nacheinander die Namen der *Hyaena intermedia* und der *Hyaena monspessulana* beigelegt."

Ob diese Formen wirklich auf der direkten Stammlinie von *Hyaena arvernensis* zu *Hyaena brunea* liegen, wollen wir später diskutieren.

Gaudry und Boule und W. v. Reichenau, der diese Ausführungen nicht gekannt zu haben scheint, kommen auf verschiedenen Wegen zu dem gleichen Ergebnis, daß die *Hyaena arvernensis* von der *Hyaena striata* zu trennen ist, und daß eine nähere Verwandtschaft mit *H. brunea* aus Südafrika besteht, als mit irgendeiner anderen Gruppe. Die Verschiedenheit der *H. arvernensis* von *H. striata* betont auch Weithofer in: Fossile Hyänen des Arnotales. Wien 1889.

### *Hyaena crocuta* var. *intermedia* de Serres.

Taf. XIII [XLI], Fig. 7 und ebenda Fig. 5 u. 6.

Schon 1908 erwähnte ich das Bruchstück der linken Ulna einer Hyäne mit der Gelenkfläche für den Humerus und Radius. Das Unter- wie Oberende ist abgebrochen. Ich verglich im Wiener Hofmuseum den Rest mit den entsprechenden Knochen verschiedener Raubtierspecies und stellte seine Uebereinstimmung mit *Hyaena* fest. Im zoologischen Abteil des Museums für Naturkunde in Berlin führte ich den Vergleich mit *Hyaena striata* und *Hyaena crocuta* aus, wobei sich eine genügende Uebereinstimmung mit der gefleckten ergab. Mit einer kräftigen *Hyaena brunea* würde sich unser Fragment wahrscheinlich auch vergleichen lassen. Da wir von Hundsheim eine Ulna von *Hyaena striata* bereits

beschrieben und abgebildet haben, so ist es leicht, sich von der Verschiedenheit des Knochens zu überzeugen. Die viel größere Plumpheit des auf *Hyaena crocuta* zu beziehenden Restes fällt sofort auf. Der Schaft der Ulna war bei *Hyaena striata* (von vorn nach hinten, 3 cm unter der Gelenkfläche) 20 mm dick. Bei der entsprechend größeren *Hyaena crocuta* ist in 4 cm Entfernung unter dem Unterrande der Gelenkfläche die Tiefe der Ulna in gleicher Richtung = 28,5 mm. Bei einer kräftigen *Hyaena spelaea* messe ich an der gleichen Stelle sogar 31 mm, d. h. 10 mm mehr als bei der fossilen *Hyaena striata*, die, wie wir sahen, einer kräftigen Rasse „*Hyaena prisca*“ DE SERRES zugehört.

Die Tiefe des oberen Knochenendes (vorn-hinten), an der Stelle der stärksten Einschnürung durch die Gelenkfläche für den Humerus, mißt an dem Hundsheimer Fossil 29 mm gegen 30 bei *Hyaena spelaea* (S. H. REYNOLDS, The cave *Hyaena*. Palaeontographical Society. Vol. 56. 1902. t. 10 f. 2).

Nach diesen Messungen kann unsere zweite *Hyaena*-Species nur zu einer Hyäne aus der Verwandtschaft der fossilen *Hyaena spelaea* gehören, und zwar haben wir dabei an eine Rasse zu denken, die im allgemeinen Begleiterin der „warmen“ Fauna ist. Darum führte ich 1906 (Die Fauna von Hundsheim etc. pag. 215) den Rest als *Hyaena* sp. (= ?*intermedia* DE SERRES) an.

Inzwischen sind wir von HARLÉ [1]) belehrt worden, daß *Hyaena intermedia* nur eine Variation von *Hyaena spelaea* darstellt, von der eine Reihe vor Vorkommen mit gleichen Charakteren (kleine Metakonidspitze am inneren Hinterrande des $M_1$) namhaft gemacht wird: „Man hat, wenn man diese 11 Reißzähne in eine Reihe bringt, einen unmerklichen Uebergang zwischen der, die am meisten „*H. intermedia*“ („Hyène mixte“ DE SERRES) ist, und jener, welche vollständig mit der typischen *H. spelaea* übereinstimmt. GERVAIS, der zwar die *Hyaena intermedia* im klarsten Falle zuließ, mußte doch unter diesem Namen Stücke miteinbegreifen, welche nicht von denen der typischen *H. spelaea* zu unterscheiden waren.“ Aus dem Basler Museum bilde ich eine Mandibel der linken Seite aus Lunel-Viel „G. 18“ ab, welche mir Herr Dr. STEHLIN gütigst zur Untersuchung überließ. Das innere Höckerchen am Reißzahn ist deutlich zu sehen. Sollte je in Hundsheim von einer *Hyaena crocuta* ein Unterkiefer gefunden werden, so dürfte er mit der *Hyaena crocuta* race *intermedia* DE SERRES aus Lunel-Viel Uebereinstimmung zeigen. Ebenso steht zu erwarten, daß *Hyaena striata* von Hundsheim nicht abweichen wird von der *Hyaena striata* race *prisca* DE SERRES aus Lunel Viel.

Im folgenden will ich einige Maße von Unterkieferzähnen verschiedener Hyänenarten miteinander vergleichen, wobei ich mich auf W. v. REICHENAU (l. c. pag. 295) stütze.

| Maße in mm | *Hyaena robusta* | *H. Perrieri* | *H. intermedia* | *H. intermedia* | *H. topariensis* | *H. crocuta* |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Fundort | Ober-Italien | Auvergne | Lunel-Viel | Grays | Italien | Afrika |
| Sammlung, Autor | nach WEITHOFER | CROIZET | Basel G. 18 | British Mus. | WEITHOFER t. 1 | Brit. Mus.[2]) |
| $M_1$ Länge | 28,5—32 | 26 | 27,7 | 25,5 | — | 30 |
| $M_1$ Breite | 14—15 | 13 | 12,0 | 12,0? | — | 12 |
| $P_4$ Länge | 25—26 | 23 | 22 | 22,5 | 22,5 | 22 |
| $P_4$ Breite | 16—17,5 | 15 | 12,3 | 12,5 | 11,4 | 12,5 |
| $P_3$ Länge | 23—25 | 21 | 21 | 20,2 | — | 20,5 |
| $P_3$ Breite | 16—18 | 15 | 15 | 14 | — | 14 |
| $P_2$ Länge | 18—19 | 15 | 14,5 | — | — | 16 |
| $P_2$ Breite | 13—14 | 11 | 10,4 | — | — | 10 |

1) La *Hyaena intermedia* et les ossemens humatiles des cavernes de Lunel-Viel. Bull. de la Soc. géol. de France. Sér. 4 T. 10. 1910. pag. 34—50.

2) *Hyaena crocuta* aus Afrika hat im Brit. Mus. die No. 2652, *H. intermedia* von Grays ist bezeichnet mit (M/6167).

Außer dem Fundort Lunel-Viel, von wo schon seit langer Zeit die an *Hyaena brunea* erinnernde *H. intermedia* neben einer Form, die mit *H. striata* identisch ist, beobachtet wurde, konnte ich für einen englischen Fundort, Grays-Thurrock, eiue ganz ähnliche Varietät der gefleckten Hyäne nachweisen. Das Material besteht aus einer linken Unterkieferhälfte mit C, $P_3$, $P_4$ und den Alveolen von $P_2$ und $M_2$; außerdem aus einem isolierten Reißzahn, welcher die für *H. intermedia* geforderten Charaktere aufweist und sich als ein wenig veränderter Nachkomme der französischen *H. Perrieri* betrachten läßt. Dafür sprechen die relativ niedrigen Kronen der Haupthöcker und die wohlentwickelten Nebenhöcker, alles Charaktere, die gemeinhin als primitiv zu bezeichnen sind und sich in ganz analoger Weise bei *H. arvernensis* und *H. brevirostris* bzw. ihren italienischen Vettern wiederfinden.

Das Merkmal der Niederkronigkeit läßt sich auch für einige Zähne der gefleckten Hyäne aus dem Forestbed nachweisen, welche der Form von Grays ganz entspricht. Es liegt hierin ein Hinweis dafür, daß *H. spelaea* sich in Europa aus den Pliocänhyänen, der *H. Perrierri* und der *H. topariensis* (der vermutlichen Stammform der italienischen *crocuta*-Formen von Arezzo und Val di Chiana) entwickelt hat. Ferner hat sich ergeben, daß die Hyänen der *crocuta*-Gruppe, welche das *Rhinoceros Mercki* begleiten, nicht die gewaltigen Dimensionen der Höhlenhyäne erreichten, sondern innerhalb der Maße der rezenten afrikanischen *crocuta* zu bleiben pflegten. Dies dürfte unter anderem für die *H. crocuta* von Taubach, wie auch für die von Barrington bei Cambridge[1]) gelten.

Ueber diese Verhältnisse geben die folgenden Tabellen Aufschluß.

| $P_3$ | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Höhe | 24 | 18—19 | 15,5 | 18—15 | 20,7 | ca. 20 | 24 | 21,5 | 23 |
| Länge | 22,5 | 20 | 23 | 20—20,2 | 21,5 | 20,2 | 24,5 | 22 | 20,5 |
| Breite | ? | 15 | ? | 13—? | 14 | 14 | 16,2 | 14 | 14 |
| Talon (Länge) | 3,3 | 3,3 | 3,2 | 4,5—5 | 3,2 | 3,6 | 3 | 2,4 | 2 |

I. *Hyaena crocuta*, Pleistocän, Arrezzo, Weithofer, t. 4 f. 5.
II. „ „ „ Val di Chiana.
III. „ *Perrieri*, Pliocän, Auvergne, Croizet et Jobert, t. 2 f. 3.
IV. „ *topariensis*, Weithofer, t. 1 f. 1, 2, 3.
V. „ *crocuta*, Forestbed, Runton, Brit. Mus. Savin Coll. (mihi Taf. XIII [XLI], Fig. 5).
VI. „ „ Grays Essex, Brit. Mus. Savin Coll. (mihi Taf. XIII [XLI], Fig. 6). Brit. Mus. [M/6167].
VII. „ *spelaea*, Kents-Hole, Brit. Mus.
VIII. „ „ Sundwig, Westfalen, rechte Mandibel. Brit. Mus.
IX. „ *crocuta*, Afrika, Brit. Mus. 2652.

Diese Tabelle zeigt deutlich die Rückbildung des Talons mit vorschreitender Entwicklung. Bei der Hyäne von Lunel-Viel (Basel G. 18) ist er noch 3,5 mm lang bei 21 : 15 Länge und Breite des ganzen Zahnes.

Die unteren $P_4$ sind sich merkwürdig ähnlich bei den verschiedenen fossilen Rassen der „*crocuta*"-Gruppe. Nach der folgenden Tabelle zu schließen, scheint im Laufe der Stammesentwicklung der gefleckten Hyäne die Hauptspitze höher zu werden, da die pliocänen und altquartären Formen keine hochkronigen Zähne besitzen, wie das für *Hyaena spelaea* und für die rezente *H. crocuta* gilt. Hingegen dürfte bei *H. topariensis* Weithofer und bei deren Vertretern, der *H. Perrieri* Croizet, der Talon im Verhältnis zur Hauptmasse des Zahnes nicht größer gewesen zu sein, als bei deren Nachkommen. Wir werden dasselbe bei dem $M_1$ wiederfinden.

1) Beide Ablagerungen halte ich bis auf weiteres für gleichaltrig. Die Fauna ist dieselbe, wie auch jene von Achenheim (Lehmzone, tief im älteren Löß). Die erstere lebte nach, die letzte vor der Haupteiszeit (Riß I).

| $P_4$ | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Höhe | 17,2 | 15—16 | 15,5 | 16 | — | 17,7 | 20,5[1]) | — | — | — | 20 |
| Länge | 23,4 | 22 | 25 | 22,5 | 23 | 22,5 | 25,2 | 22,5 | 21,6 | 22 | 22 |
| Breite | ? | 13,8 | ? | 11,4 | 15 | 12,5 | 15 | 14 | 12,6 | 12,3 | 12 |
| Talon-Länge | 6,6 | 7 | 6 | 7 | 7 | 7,2 | 7,5 | 7 | 7,1 | 7 | 6,5 |

I. *Hyaena crocuta foss.*, Pleistocän von Arezzo, Italien
II. „ „ „ „ „ „ Val di Chiana, Italien
III. „ *Perrieri*, Croizet, Südfrankreich
IV. „ *topariensis*, Weithofer, Val d'Arno } Oberpliocän.
V. „ *Perrieri*, Croizet, Südfrankreich
VI. „ cf. *intermedia* M. de Serres, Pleistocän, Grays.
VII. „ *spelaea*, Kents Hole.
VIII. „ „ Goldf., Steeden a. d. Lahn, nach W. v. R. pag. 297. Mittelmaße.
IX. „ *crocuta* rez. (nach Hagmann l. c.). Mittelmaße.
X. „ *intermedia* von Lunel-Viel.
XI. „ *crocuta*, Afrika, Brit. Mus. 2652.

Vergleicht man die 3 letzten Maße, so ergibt sich, daß der Zahn $P_4$ der *H. spelaea* relativ breiter ist als bei *H. crocuta* und *H. intermedia*, welche bekanntlich, wie die rezente *crocuta*, der warmen Fauna angehört.

Noch deutlicher ist die relativ größere Breite des $P_2$ im Vergleich zur Länge des Zahnes bei *H. spelaea* gegenüber *H. crocuta*. Bei der fossilen Art ist dies Verhältnis = 15,4 : 11,6, bei der rezenten = 14,6 : 9,7. Setzt man die Längen = 100, so ist im ersten Falle die Breite = 75 Proz. der Länge, im zweiten Falle = 66 Proz. Die Mittelmaße sind aus einer Zahl von 9 bzw. 4 Exemplaren abgeleitet.

Der untere Reißzahn ist besonders charakteristisch. Nach ihm allein schon lassen sich *Hyaena striata*, *H. brunea* und *H. crocuta* unterscheiden. Mit Rücksicht auf die Ausbildung des Talons bei $M_1$ schließt sich die mitteldiluviale *Hyaena prisca* Südfrankreichs der rezenten *H. striata* an, während die mit jener Form zusammen vorkommende *H. intermedia* und auch die oberpliocäne *H. arvernensis* aus dem nämlichen Verbreitungsgebiete wie die genannten fossilen Formen mehr Aehnlichkeit nach der Beschaffenheit des $M_1$ mit *H. brunea* Südafrikas aufweisen. Ein kleines Metakonid, welches bei diesen Unterscheidungen eine besondere Rolle spielt, kommt auch, wie Dawkins (Natural History Review. 1865. pag. 92, 94, 95) und nach ihm Harlé (Bull. de la Soc. géol. de France. Sér. 4 T. 10. pag. 336—337) gezeigt haben, bei *H. spelaea* vor, so daß der Zahn vom Typus der *H. brunea* und ihrer Anverwandten eine Mittelstellung einnimmt zwischen den extremen *H. striata* und *H. crocuta*. Daß *H. arvernensis* trotz ihrer oben angedeuteten formalen Aehnlichkeit im Bau des $M_1$ mit *H. intermedia* in keiner näheren Beziehung steht, beweist ein Blick auf die Abbildung des Unterkiefers bei Croizet und Jobert: t. 3 f. 1 u. 2. Die Mandibel, welche unserer Fig. 7 auf Taf. XIII [XLI] zugrunde liegt und sich auf *H. intermedia* von Lunel-Viel bezieht, ist somit, wie Harlé a. a. O. mit Recht hervorhebt, mit *Hyaena crocuta* im weiteren Sinne zu vereinigen bzw. als eine altertümliche, an *H. Perrieri* erinnernde Rasse dieser Species zu deuten.

Hingegen möchte ich Harlé nicht beistimmen, wenn er „*H. brunea*“ Boule von Montmaurin in Südwestfrankreich (La caverne à ossemens de Montmaurin, Anthropologie. 1902) mit *H. intermedia* vereinigt, wie das aus der Zusammenstellung der „Ansichten verschiedener Forscher über *Hyaena inter-*

1) Einschließlich des abgekauten Teiles der Spitze. Die Länge des Talons ist mit der Gesamtlänge dieses Zahnes zu vergleichen. Sie ist nur wenig über $^1/_4$ derselben.

*media*“ (l. c. pag. 39) hervorgeht. Die Hyäne von Montmaurin (Boule, f. 4 u. 5) hat für die Zugehörigkeit zu *H. intermedia* einen viel zu gedrungenen $M_1$ von nur 24 mm einschließlich des noch mehrere Millimeter langen Talons. Genau denselben gedrungenen Zahn besitzt *H. brunea* mit 23,5 bis 24,2 mm Länge (nach W. v. Reichenau. pag. 297). Der vorletzte Prämolar schließt sich bei der Hyäne von Montmaurin ebenso wie der $M_1$ vielmehr der *Hyaena arvernensis* an als der *H. intermedia* von Lunel-Viel.

Die pliocänen Hyänen der *crocuta*-Gruppe, *H. Perrieri* Croizet und *H. brevirostris* Aymard der Auvergne, schließen sich samt ihren italienischen Verwandten, *H. topariensis* Weithofer und *H. robusta* Weithofer des Val d'Arno (vgl. unsere Taf. XIII [XLI], Fig. 9, *H. robusta* Brit. Mus. M. 4478) dem Zahntypus der *Hyaena spelaea* an. Zwar ist der Talon noch relativ wohl entwickelt, entbehrt aber des Metakonids, das bei *H. intermedia* die Regel ist, und schließt sich eher an *H. Perrieri* und *H. topariensis* mit dem zweiteiligen Talon an. Ueber diese Verhältnisse bei $M_1$ der *H. Perrieri* Croizet gibt ein isolierter Zahn Aufschluß (Brit. Mus. No. 27654 der Croizet-Sammlung), welcher das Original ist zu t. 4 f. 3 der Ossemens fossiles von Croizet und Jobert.

Das wesentlichste Merkmal dieses Zahnes der *Hyaena Perrieri* ist ein stark entwickelter, horizontal gestellter (nicht wie bei *H. crocuta* aufwärts gebogener) Talon. Seine Oberfläche besitzt zwei kleine aufgesetzte Höckerchen, zwischen denen in der Verlängerung der Schneiden ein flacher Kanal verläuft. Genau dieselbe Bildung findet sich bei der Hyäne von Grays, doch ist alles hier kleiner, stärker reduziert. Diesen Fall der Zweiteilung des Talons beobachtet man auch bei der *Hyaena spelaea* aus Kents Hole, doch ohne die horizontale Stellung des Talons, indem dieser schon um ein weiteres zurückgebildet ist als bei der Hyäne von Grays, welche im Verhalten ihres Talons zwischen *Hyaena Perrieri* und *H. crocuta* race *spelaea* vermittelt. Es kann diese Wahrnehmung nicht verwundern, wenn man das hohe geologische Alter der Ablagerung von Grays ins Auge faßt. Ich möchte sie in dieselbe Altersstufe mit Chelles bei Paris setzen.

Bei *Hyaena spelaea* von Kents Hole besteht noch ein weiterer Unterschied von der Grays-Hyäne, da bei jener Form das linguale Tuberkel, falls es überhaupt entwickelt ist, dicht an das Protokonid gerückt ist, während er bei *Hyaena Perrieri* und ihrer Nachkommenform von Grays um mehrere Millimeter davon entfernt steht. In allen diesen Punkten gleicht die Hyäne von Grays der *Hyaena Perrieri* der Auvergne und ist deutlich verschieden von *Hyaena crocuta* und *H. spelaea*. Die beiden zur Achse der Protokonidschneide symmetrisch gestellten Talontuberkel sind indessen bei *H. Perrieri* viel stärker entwickelt als bei der Form von Grays Thurrock.

Was das Verhältnis der Länge des ganzen Zahns zum Talon betrifft, so bleibt zu bedenken, daß in dem von Croizet abgebildeten $M_1$ ein Keimzahn vorliegt, bei dem der Talon ohnehin viel vollkommener ausgebildet ist als bei einem ausgewachsenen Zahn. Daß mit dem Altern des Tieres der Talon nicht wächst, der ohnehin als ein atavistischer Besitz aufgefaßt werden muß, das geht aus dem folgenden Vergleich hervor, den ich an unteren Reißzähnen von *H. spelaea* im British Museum angestellt habe.

| junges Tier | altes Tier |
|---|---|
| (M/440) | (wie oben) |
| Parakonid + Protokonid : Talonid | ebenso |
| ist 26 : 4,7 = 5,3 : 1 | ist 30,5 : 3,8 = 8,1 : 1 |

Der Schneidenteil des Reißzahns wächst also stärker als der Talon, was bei dessen Funktionslosigkeit sich von selbst versteht.

Der Keimzahn der *Hyaena Perrieri* ist 22 mm und hat einen Talon von 5,5 mm; wäre er ausgewachsen, so würde nach Analogie mit *Hyaena spelaea* sein Talon stärker reduziert sein und vielleicht bei einer Länge von ca. 25 mm für Parakonid und Protokonid eine Talonlänge von 4,5 mm besitzen. Der Zahn von Grays mißt dementsprechend 25.5 und 3,5 mm. Der von WEITHOFER abgebildete $M_1$ der *Hyaena crocuta* des

| | |
|---|---|
| Val di Chiana hat analoge Längenmaße von | 26,5 : 3,5 |
| *Hyaena spelaea*, SUNDWIG (M\|1573 Brit. Mus.) | 27,6 : 3 |
| „ „ (Keimzahn) (M/4578 Brit. Mus.) | 30 : 4 |
| „ *crocuta* (Afrika) (2652 Brit. Mus.) | 26,8 : 2 |
| „ „ (linker Unterkiefer) (14172 Brit. Mus.) | 28 : 3,5 |
| „ *Perrieri* (CROIZET, t. 1 f. 5) | 21 : 5,5 |
| „ „ ( „ t. 2 f. 3) | 24 : 4 |

Es vermittelt also offenbar die Hyäne von Grays in dem Verhältnis von Fleischschere zum Talon zwischen *Hyaena Perrieri* und *Hyaena crocuta* (inkl. *H. spelaea*). Wenn bei letzterer Form der Talon noch relativ kräftig entwickelt ist, so hat das zum Teil seinen Grund darin, daß stets bei *H. spelaea* ein kräftiges Basalband entwickelt ist, welches den Talon stützt und verstärkt. Bei *H. crocuta*, wo dies starke Basalband fehlt, ist auch der Talon nur rudimentär, während er bei der Hyäne von Grays und erst recht bei *H. Perrieri* in vorzüglicher Weise entwickelt ist.

Die geschilderten Verhältnisse werden erst recht deutlich, wenn man die Abstände der lingualen und der labialen Talonspitzen von der Hinterwand des Protoconids miteinander vergleicht.

| | *H. Perrieri* | Hyäne von Grays | *H. spelaea* (M/4579) |
|---|---|---|---|
| Linguale Spitze | 3,5 | 2 | 1 |
| Labiale Spitze | 2,5 | 2 | 2,5 |

*Hyaena topariensis*, deren Identität mit *H. Perrieri* von M. BOULE betont wird, scheint nach t. 1 f. 2 bei WEITHOFER (l. c.) keine deutlich getrennten Tuberkel auf dem Talon besessen zu haben.

Das primitive Stadium der Grays-Hyäne dürfte sich bei reichlicherem Material auch am Analogon aus dem Forestbed nachweisen lassen. Ich glaube feststellen zu können, daß bei *H. crocuta* des Forestbed die Hauptspitze etwas niedriger ist als bei der rezenten Form und bei *H. spelaea*.

Vom Forestbed bringe ich einen linken unteren $P_3$ zur Abbildung, welcher die Nummer (M/6167) trägt.

Wir wenden uns jetzt der zweiten Hyänenform, *Hyaena brevirostris* AYMARD, aus dieser Ablagerung zu, von der uns zwei Bruchtstücke erhalten sind.

### *Hyaena brevirostris* AYMARD = *H. robusta* WEITHOFER.

Das größere Fragment ist das Vorderende einer linken Mandibelhälfte vom Sidestrand, Norfolk, SAVIN-Kollektion. Es trägt im British Museum No. [M, 6164].

Die Erhaltung ist die eines typischen Forestbed-Fossils, schwer und schwarz, ganz anders als die bedeutend leichteren und helleren, rotbraun gefärbten Zähne der *Hyaena crocuta*, welche dem upper Freshwaterbed angehören dürften. Demgegenüber scheint der Kiefer von *Hyaena robusta* aus dem Estuarine- oder Elefantbed zu stammen, falls er nicht aus dem lower Freshwaterbed in die letztere Ablagerung hineingeraten ist.

Von dem Unterkieferfragment (M/6164) ist nur der Eckzahn wohl erhalten. Die Kronen der P sind weggebrochen. Nach dem Umriß der Wurzelansätze lassen sich $P_2$, $P_3$ und $P_4$ in ihren ungefähren Maßen bestimmen und mit *Hyaena robusta* vergleichen, die in den Größenverhältnissen und in der Form des C sehr wohl mit dem Forestbed-Fossil übereinstimmt. Für die Zugehörigkeit des Bruchstücks zu *H. robusta* spricht zunächst die Dicke des Kiefers, welche 30 mm beträgt gegen 28 bei einem Mandibelfragment des Val d'Arno (M/4478). Die Höhe des Ramus[1]) läßt sich nicht angeben, da der Unterrand an dem Forestbed-Fossil fehlt. Der C besitzt eine Gesamtlänge von 9 cm, wenn man das abgebrochene Wurzelende und die abgekaute Spitze ergänzt denkt. *Hyaena arvernensis* Croizet u. Jobert (t. 3 f. 1 u. 2) scheint keinen so starken Eckzahn besessen zu haben. Ich messe seine Länge nach Abbildung im Maximum zu 7 cm. Die Hyäne von Grays (M/6167, Brit. Mus.) hatte einen Eckzahn von 59 mm (in der Sehne gemessen). Bei *Hyaena robusta* (M/6164) war der Durchmesser des Eckzahns am Wurzelrande von vorn nach hinten 21 mm[2]), gegen 19 mm in der dazu senkrechten Richtung (von innen nach außen).

Die Durchmesser des C bei der Grays-Hyäne sind 15 bzw. 12 mm, und 16 bzw. 12 mm bei der rezenten *H. crocuta*. Das Diastema von der großen Forestbed-*robusta* mißt 9 mm gegen 8 bei der *crocuta* von Grays.

Die Längenmaße der abgebrochenen Zahnstummel betragen für die Forestbed-Hyäne bezüglich der $P_2$, $P_3$ und $P_4$: 18, 23,5 und 24 mm gegen 17, 24 und 25 mm (das letzte Maß nach W. v. Reichenau. pag. 296 bei *Hyaena robusta* des Val d'Arno [aus Weithofer]). Die entsprechenden Maße der *Hyaena arvernensis* Croizet von Mosbach bzw. aus der Auvergne betragen: 17, 18; 24, 23 und 25 mm, also etwa dasselbe wie die Zahnlängen der *Hyaena robusta*. Nur der kräftigere Canin des Forestbed-Fossils spricht für *H. robusta (= brevirostris)* und gegen *H. arvernensis*. Ich gebe auf Taf. XIII [XLI], Fig. 4a die Darstellung des Fragments neben einem Bruchstück mit $P_2$ und $P_3$ aus dem Val d'Arno (ibid. Fig. 4b).

Mit größerer Sicherheit läßt sich das Hinterende eines unteren $P_4$ der linken Seite, vielleicht zu demselben Kiefer gehörig wie (M/6164) auf *Hyaena robusta* beziehen. Es trägt der Forestbedrest die Nummer (M/6203). Wie man sich durch Vergleich mit dem daneben abgebildeten $P_4$ und $M_1$ aus dem Val d'Arno (M/6203) überzeugen kann, ist die Uebereinstimmung in Form und Größe eine vollkommene. Vgl. Taf. XIII [XLI], Fig. 9 u. 10.

| Forestbed (M/6203) | Auvergne *(H. arvernensis)* W. v. R. pag. 297 | Val d'Arno (M/4478) | |
|---|---|---|---|
| 7,5 | 5 | 7 | größte Länge des Talons |
| 17—18 | 12 (Länge der Hauptspitze) | 19 | Höhe der Protokonidspitze bei gleichem Grade der Abkauung |
| 16 | — | 16 | Breite im hinteren Drittel des Zahnes |
| 26? | 25 | 26 | größte Länge des Zahnes |

1) Diese Höhe mißt bei der *Hyaena* aff. *crocuta* von Grays vor $M_1$ 43 mm (gegen 46 bei der Form vom Val di Chiana) und 39 mm vor $P_2$.

2) W. v. Reichenau gibt als „Durchmesser des Canin" der *Hyaena arvernensis* ca. 18 und 19 mm an (pag. 297). Der von Boule, La caverne à ossemens de Montmaurin (l. c) f. 4 in $^3/_4$ nat. Größe abgebildete Unterkiefer hat einen Eckzahn von 20 mm wirklicher Länge, während *H. brunea* 18 mm messen soll. Nach diesem Befund allein beurteilt, könnte der Kiefer gerade so gut zu *H. arvernensis* gehören.

Der kürzere Talon und eine etwas geringere Breite der P unterscheidet *Hyaena arvernensis* von *H. robusta* des Forestbed und des Val d'Arno. Es ist das der erste Nachweis dieser Pliocänhyäne in einer diluvialen Ablagerung.

Ein analoges Vorkommen, ein vorletzter oberer $P^3$, wurde vor kurzem durch Harlé und Stehlin (Bull. de la Soc. géolog. de France. 4. Sér. T. 9. 1909. pag. 48) von Grégols — Canton de St. Géry (Lot) — bekannt, nachdem sich einige Jahre früher (1893) M. Boule ausführlich über diese Art geäußert hatte (Description de l'*Hyaena brevivostris* du pliocène de Sainzelles, près du Puy [Haute Loire], Ann. Soc. Sc. nat., Zool. 7. Sér. T. 15. 1893. pag. 85—97). Der untere Eckzahn der *H. brevivostris* von Sainzelles ist nach Boule 30 mm lang. Der entsprechende Zahn aus dem Forestbed dürfte eine ähnliche Kronenhöhe besessen haben, doch ist seine Spitze verletzt. Für *H. arvernensis* gibt W. v. Reichenau pag. 297 Kronenhöhen von ca. 31 und 32 mm (Mosbach bzw. Auvergne).

### *Machairodus latidens* Owen.

#### Cranium.

Etikette: Technische Hochschule Wien 11a.

Der Schädel entbehrt des Hinterhauptes. Die Schnauze konnte angefügt werden, so daß von den Intermaxillaria an (mit $I_1$ links u. rechts) bis zur Mitte der Frontalia ziemlich alle Knochen sichtbar sind. Leider sind die Maxillaria eingedrückt. Die Alveole des oberen Eckzahnes ist als etwas vorspringender flacher Steinkern erhalten. Von den $I_2$ und $I_3$ sieht man nur die Alveolarränder. — Die Schädelunterseite läßt den harten Gaumen in einer Länge von ca. 3 cm gut erkennen. Namentlich ist er in der Vorderpartie gut erhalten. Einzelheiten zeigen die 3 photographischen Ansichten, welche in $^2/_3$ nat. Größe von oben, von unten und von der Seite aufgenommen wurden (Taf. XIV [XLII], Fig. 1—3).

Maße.

Breite der Stirn am Vorderrande der Orbita = 7,1 cm.

Breite der Nasenbeine über der Caninalveole = ca. 5 cm (wobei die Verdrückung berücksichtigt ist).

Die Oberseite der Nasalia ist allein 4,3 cm breit.

Entfernung vom rechten Processus supraorbitalis zur Symphyse der Intermaxillaria = 16,3 cm.

Höhe des Gesichtsschädels vom Hinterende des harten Gaumens senkrecht aufwärts bis zum Schnitt mit der Naht zwischen den Nasenbeinen = 6,7 cm. Dieses Maß zeigt die Stärke der Verdrückung in vertikaler Richtung aufs deutlichste.

| | | |
|---|---|---|
| Längsdurchmesser der Caninalveole | 29 mm | 31 mm beim losen |
| Querdurchmesser „ „ | 12 „ | 12,5 „ Canin |
| Längsdurchmesser der Alveole des $I^3$ | 16 „ | |
| Querdurchmesser „ „ „ „ | 10,5 „ | |
| Längsdurchmesser „ „ „ $I^2$ | 12 „ | |
| Querdurchmesser „ „ „ „ | 12,5 „ | |
| Längsdurchmesser des $I^1$ (Zahn links u. rechts) | 7 „ | |
| Querdurchmesser „ „ „ „ „ „ | 10 „ | |

Mit der Beschreibung der isolierten oberen Incisiven wollen wir beginnen. Auf Taf. XVIII [XLVI], Fig. 2, wo der rechte Unterkiefer von *M. cultridens* Cuvier von Olivola (Original in Tübingen) abgebildet wurde, bringe ich, von links oben beginnend, folgende Zähne zur Darstellung:

a) Einen äußeren oberen $I^3$ von *Ursus arctos* (Hundsheim), b) einen $I^2$ des *Machairodus* mit abgebrochener Wurzel, c) den linken $P^3$ von *Felis pardus*, d) den linken $P_4$ von *Machairodus*.

Darunter, rechts unten, bilde ich ab als „h" den $I^2$ von *Machairodus*. Unter dem $I^2$ als „i" den $I_3$ von *C.* cf. *neschersensis*. Links daneben den $I_2$ von *Machairodus* als „g", darauf den $I^3$ und den $P^4$ derselben Art von Hundsheim („f" und „e").

Abbildung und Maße von zwei $I^1$ sind oben gegeben worden.

| in mm | *Machairodus latidens* Owen | Hundsheim links | Hundsheim | Hundsheim rechts | Kents Hole |
|---|---|---|---|---|---|
| $I^2$ | Länge des Zahnes mit Wurzel | 41,5 | ca. 38 (ergänzt) | 43,0 | — |
| | Kronenhöhe | 14 | 13,5 | 14,5 | — |
| | Breite der Krone (links-rechts) am Schmelzrand | 8,5 | 9,5—10,5 | 8,5 | — |
| | Tiefe der Krone (vorn-hinten) „ „ | 11 | 10 | 11,5 | — |
| $I^3$ | Länge des Zahnes mit Wurzel | | 49 | | 53 |
| | Kronenhöhe im Mittel | | 19,5 | | 23 |
| | Breite der Krone (links-rechts) | | 12—14 | | 11,5—13,5 |
| | Tiefe der Krone (vorn-hinten) | | 15,5 | | 13—15 |

Zu dem unten zu beschreibenden unvollständigen Skelett des Hundsheimer *Machairodus* gehört ein vollständiger oberer Eckzahn. Ich bin nicht imstande, nachträglich zu entscheiden, ob hier ein rechter oder ein linker Eckzahn vorliegt. Nach meinen Erfahrungen an *Smilodon californicus* J. C. Merriam ist die Innenfläche des Eckzahnes, insbesondere seiner Wurzel flacher als die Außenfacette. In unserer Darstellung wurde das Wurzelende nicht mit abgebildet. Ich fand es nachträglich unter den Materialien des Herrn Hofrat Toula; bei der hier zu gebenden Vermessung wurde es mitberücksichtigt. Die größte Länge des Hundsheimer Caninen, von der Kronenspitze zum Wurzelende in der Sehne der konkaven Hinterseite gemessen, mißt 12,2 cm. Wenn ich mir den von Dawkins and Sandford (l. c. t. 25 f. 5) abgebildeten Eckzahn von *Machairodus latidens* Owen ergänze, so messe ich 11,8 cm, also sehr annähernd die gleiche Länge wie bei dem Zahn von Hundsheim. Demgegenüber hat *Machairodus crenatidens* Fabrini[1]) einen bedeutend längeren Caninen von 14,5 cm. M. Boule[2]) bildet von Ceyssaguet (Haute-Loire) einen ähnlichen Caninen derselben Art ab, welcher, in der Sehne gemessen, 14,1 cm lang ist. Ein Vergleich mit *Machairodus cultridens* Cuvier des Oberpliocäns von Mont Perrier und dem Val d'Arno superiore entfernt das Hundsheimer Fossil weit von dieser Species. *Machairodus latidens* erweist sich auch von *M. crenatidens typus* und seiner weiterentwickelten Form (ohne! $P_3$) des Forestbed verschieden und ist wahrscheinlich in direkter Stammlinie mit *Machairodus aphanistus* Kaup von Eppelsheim und Pikermi verbunden, wennschon *M. latidens* Owen[3]) ein weiter entwickeltes Stadium dieser Form darstellt (Schwund des oberen $P^2$ und Reduktion des $P_3$).

Den Vorderrand des Eckzahnes von Hundsheim wollen wir als Maß für die Kronenhöhe nehmen. Sie beträgt 7,35 mm vom Schmelzrand bis zur Spitze. Die entsprechend gemessene Länge der Wurzel ist 8 mm. Die Breite der Krone entlang dem bezeichnend geschwungenen Schmelzrande (siehe Taf. XV [XLIII], Fig. 5) mißt 3,3 gegenüber 3,0 und 3,3 an den Zähnen von Kents Hole. Auch die Kronenlänge stimmt mit 7,35 mm sehr gut mit dem Kents Hole-Zahn (t. 25 f. 1—3) überein. Dasselbe gilt für die Wurzel, die ich mir ergänzte zu 7,8, 8,0 und 8,5 mm Länge am konvexen Vorder-

1) E. Fabrini, I. *Machairodus* (Megantherеon) del Val d'Arno superiore. Bolletino del R. Comitato Geologico. 1890. No. 3—4, 5—6. t. 6 f. 3. pag. 26—27.

2) Revision des espèces européennes de *Machairodus*. Bull. de la Soc. géol. de France. Sér. 4. T. 1. 1901. pag. 564.

3) Dawkins and Sandford, British pleistocene Felidae. Palaeontograph. Soc. 1872.

rand. Bei diesen Messungen ist zu berücksichtigen, daß der Schmelzbelag an den Kentshole-Exemplaren unten häufig abgebröckelt ist. Die Kronenbreite am Schmelzrande des *M. crenatidens* messe ich bei dem Val d'Arno-Exemplar zu 37 mm, bei dem von Ceyssaguet (Haute Loire) zu 41 mm, also in beiden Fällen bedeutend mehr als am Eckzahn des *M. latidens*. Es kann nach diesen Befunden keinem Zweifel unterliegen, daß der Hundsheimer *Machairodus* zu *M. latidens* Owen gehört.

Die größte Dicke des oberen Eckzahnes von Hundsheim beträgt 12,5 mm gegen 16 mm bei *M. crenatidens* Fabrini und 14 bei *M. crenatidens* Boule (von Ceyssaguet). Es sei hier betont, daß über die sexuellen Differenzen der Eckzähne des *Machairodus* noch nichts bekannt ist. Zur Entscheidung dieser Fragen müßte man die Eckzähne des Nebelpanthers bei ♂ und ♀ untersuchen.

Bei dem Canin des Hundsheimer *M. latidens* kommen etwa 40 Sägezähnchen auf 2 cm des gekerbten Schmelzrandes.

Auf Taf. XV [XLIII], Fig. 1 bilde ich einen oberen $P^3$ mit dem zugehörigen $P^4$ ab. Das Bruchstück gehört möglicherweise dem Schädelfragment an, das eingangs beschrieben wurde. Hierfür spricht die Art der Erhaltung, welche auf ein höheres geologisches Alter schließen läßt, als die meisten Hundsheimer Knochenreste besitzen. Es sind steinharte bräunliche Breccien mit gelegentlich eingebackenen Geröllen des Belvedereschotters (vgl. meine Ausführungen von 1908 in „Die Fauna von Hundsheim etc.", Einleitung). Das Oberkieferfragment, welches uns hier beschäftigt, ist dadurch bemerkenswert, daß es uns den noch ganz unbekannten Teil der Dentition des *M. latidens* vor Augen führt. Die beiden letzten oberen Prämolaren sind in der Aufsicht in situ nebeneinander zu erkennen. Der $P^3$ ist schief gestellt, nach innen verlagert, durch eine weitgehende Rückbildung dieses Zahnes. Er scheint nur eine Spitze besessen zu haben, also zu einem einfachen Kegelzahn reduziert zu sein. Bei *Machairodus crenatidens* ist dieser Zahn noch dreispitzig, wie ich der Abbildung bei Boule (Revision etc. l. c. pag. 564, D und E, dritter linker Prämolar von Ceyssaguet) entnehme. Auch besaß dieser Zahn 2 Wurzeln, die allerdings schon annähernd zu einer verschmolzen sind. Die Länge dieses Zahnes, den ich wegen seiner Breite und Plumpheit für einen oberen $P^3$ halten möchte, beträgt 12—12,5 mm. Der kegelförmige $P^3$ von Hundsheim ist 7,2 mm bzw. 6,0 mm breit und 5,5 mm hoch. Der Zahn ist auf der Innenseite angekaut.

Der Reißzahn ist durch große Schmalheit und weitgehende Reduktion des Innentuberkels ausgezeichnet. Seine Länge am Schmelzrande mißt 41 mm (gegen 39,5 bei dem isolierten Zahn). Die Länge der vorderen äußeren Wurzel mißt vorn-hinten 28 mm, die der hinteren äußeren Wurzel 12 mm.

Ein Blick auf die Seitenansicht des Zahnes (Taf. XVIII [XLVI], Fig. 2 „e") zeigt das Vorhandensein eines Protostyls mit Vorderspitze, wie dies gewöhnlich beim Tiger vorkommt. Bei *Machairodus crenatidens* var. *nestianus* (siehe Fabrini t. 6 f. 6) fehlt diese Spitze. Sie findet sich hingegen bei *M. aphanistus* Kaup von Pikermi (Boule l. c. f. 11). Dieser Umstand läßt vermuten, daß *M. latidens* nicht von *M. crenatidens*, sondern von *M. aphanistus* abstammt. Es wäre sehr interessant, zu wissen, ob *M. crenatidens* aus dem Forestbed jene Spitze am $P^4$ besessen hat. Da in Püspök-Fürdö von Dr. Kormos obere Eckzähne von *Machairodus* gefunden wurden, welche in der Größe zum Teil zwischen *M. latidens* und *crenatidens* vermitteln, und zu oberen Reißzähnen mit dem „Tigerzacken" gehören, so liegt es nahe, bei dem Forestbed-„*crenatidens*" die Anwesenheit dieses Zackens zu vermuten.

Taf. XVIII [XLVI], Fig. 2 (e) und Taf. XV [XLIII], Fig. 1 und 2 zeigen den linken oberen Reißzahn ($P^4$) von *M. latidens*. Das Innentuberkel, das bei Katzen und Hyänen etc. so stark entwickelt ist, ist ganz reduziert. Nur eine pfahlförmige Wurzel ist noch unter dem ehemaligen Innen-

tuberkel (Deuterokon) erhalten. Sie ist 15 mm lang und 5 mm (im Durchmesser) breit. Die vorderste (hier abgebrochene) Wurzel ist in der Längsrichtung des Zahnes 11 mm breit und 7 mm tief (von außen nach innen), beide Maße wurden am abgebrochenen Wurzelstumpf erhalten. Die größte Wurzel ist die zur hinteren Schere gehörige breite Platte. Sie ist am tiefsten Schmelzrand 18 mm lang; bei „Technische Hochschule Wien 2" ist die Länge 18,5, die Breite ebenda von links nach rechts 9 mm, die Länge hinten-vorn = 26 mm. 26 mm ist auch bei Fig. 2 (e) Taf. XVIII [XLVI], die Länge der hinteren Wurzel, von vorn nach hinten gemessen. Länge der oberen Reißzahnkrone = 39,5 mm. Breite links-rechts im vorderen Drittel = 10 mm, im hinteren Drittel = 11 mm. Höhe des Parakons (mittlerer Zacken) = 14 mm. Vorderzacken, Protostyl, Parakon, Metastyl (Metakon) bilden eine sehr schwach gewellte, fast ebene Schneide. Die auf die entsprechenden Zahnspitzen entfallenden Abschnitte verhalten sich wie 10 : 13 : 16 mm.

Der vorletzte Prämolar $M_1$ (im Zusammenhang mit $Pm_4$) wurde an anderer Stelle beschrieben.

Vom selben *Machairodus*, welcher den schönen Eckzahn hinterlassen hat, liegt eine rechte Kieferhälfte vor, welche die ganze Zahnreihe ($M_1$—$I_1$) zum Teil als Alveolen umfaßt. In meiner Mitteilung von 1908 steht verdruckt (pag. 206 unten) $P_2$ statt $P_4$. Der $I_3$ wurde nachträglich eingefügt. $M_1$ und $P_3$ hat sich nie gefunden, ebensowenig $I_1$ und $I_2$. Auf Taf. XV [XLIII], Fig. 4 gebe ich die Profilansicht des Unterkiefers in $^1/_2$ nat. Größe. Der $P_4$ ist stark von der Fleischschere des oberen Reißzahnes abgenützt. Auf Taf. XVIII [LXVI], Fig. 2 (d) gebe ich neben dem $P^3$ von *Felis pardus* den $P_4$ von *Machairodus* der anderen Kieferseite von der Innenansicht. Von $M_1$ ist eine zweiwurzelige, von $P_3$ die einwurzelige Alveole vorhanden. Unter dem Diastema, welches gegenüber dem Unterkiefer des *M. crenatidens* Fabrini relativ kurz ist, befinden sich zwei äußere Mandibularforamina, ganz wie bei dem von Backhouse und Lydekker [1]) abgebildeten rechten Unterkiefer des gewaltigen *M. crenatidens* aus dem Norfolk Forestbed. Hingegen ist bei einem rechten Mandibelast des viel schlankeren *M. cultridens* Cuvier (siehe meine Taf. XVIII [XLVI], Fig. 2 (p) aus Olivola (Val d'Arno) von den beiden Foramina nur das vordere entwickelt. Ein einwurzeliger $P_4$ ist hier vorhanden, wie auch bei den Unterkiefern des *M. crenatidens*, die E. Fabrini (l. c.) aus dem Val d'Arno abbildet. Die Forestbed-Mandibel des *M. crenatidens* Fabrini entbehrt bereits dieses Zahnes, ist also weiter fortgeschritten in der Prämolarenreduktion als *M. latidens* (Hundsheim), bei dem dieser Zahn noch vorhanden war.

Sehr schön ist die Kinnregion einschließlich der Symphyse an unserem Unterkiefer erhalten, während der aufsteigende Ast und der Kieferwinkel abgebrochen sind.

Es folgen vergleichende Maße des *M. latidens* (Hundsheim), der italienischen, französischen und englischen *crenatidens*- bzw. *cultridens*-Mandibeln nach Fabrini, Backhouse und nach eigenen Messungen.

(Maßtabelle siehe nächste Seite oben.)

Von Unterkieferzähnen des Hauptindividuums ist der $I_1$ nicht vorhanden, dagegen liegt in No. „b" ein linker $I_2$ vor. Seine Wurzel ist abgebrochen, wie man sich auf Taf. XVIII [XLVI], Fig. 2 überzeugen kann. Länge $>$ 30. Kronenhöhe (seitlich, hinten) = 11, quere Breite der Krone = 6,5 (8) [2]),

1) On a mandible of *Machairodus* from the Forestbed by James Backhouse, with appendix by R. Lydekker. Quatern. Journ. of the Geol. Soc. Vol. 42. 7. IV. 1886 t. 10 f. 1. (in $^7/_8$ nat. Gr.). Meine Angabe eines weiteren *Machairodus*-Fundes aus dem Forestbed, Anm. 5. pag. 207 (1908) beruht auf Irrtum. Meiner dort gegebenen Zusammenstellung von Funden des *Machairodus latidens* wäre noch der obere Canin anzufügen, den Harlé und Stehlin (Une nouvelle faune de Mammifères des Phosphorites du Quercy, l. c. pag. 44. f. 2) abbilden.

2) Der Zahn ist oben breiter wie unten.

| in cm | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Mandibelhöhe unter dem Diastema | 3,8 | ? | 3,5 | ? | 3,8 | ? | 2,7 | 3,6 |
| Länge des Diastema | 2,8 | 2,3 | 4,0 | 3,7 | 3,3 | ? | ca. 3,8 | 4,1 |
| Entfernung zwischen $P_4$ und $P_3$ | 0,1 | 1,7 | ? | 0,6 | 1,8 | 0,1 | 0,1 | 0 |
| Länge der Symphyse | 6 | ? | 4,9 | ? | 7,0 (lunghezza del mento") | ? | 4,8 | 7,1 |
| Geringste Breite des Kinnes (vorn) | 2,2 | ? | ? | ? | ? | ? | ? | 2,8 |
| Länge der Zahnreihe $P_4$—$M_1$ | 5,0 | 4,9 | ? | 4,9 | 5,0 | 4,1 | 4,0 | 4,15 |
| Länge der Zahnreihe C—$I_1$ | 3,4 | 3,6? | ? | ? | ca. 3,0 | ? | ? | 2,5 |

| | | |
|---|---|---|
| 1. *Machairodus latidens* | Hundsheim | Hofmuseum zu Wien, Taf. XV [XLIII], Fig. 4 |
| 2. „ *crenatidens* | Terra nuova | nach E. Fabrini, t. 5 f. 4 |
| 3. „ cf. *crenatidens* | Coll. Carlo Strozzi | „ „ „ pag. 34—35 |
| 4. „ *crenatidens* | Infernuzzo | „ „ „ t. 6 f. 5 |
| 5. „ *nestianus* | Sammezzano | „ „ „ t. 6 f. 7 |
| 6. „ *cultridens* | Terra nuova | „ „ „ t. 4 f. 2 |
| 7. „ „ | Olivola | Geologisches Institut, Tübingen |
| 8. „ cf. *crenatidens* | Kessingland | Backhouse and Lydekker |

Tiefe ebenda (unten) = 8,5. Von derselben Kieferseite ist ein $P_4$ erhalten, welcher durch eine gewisse Flatterigkeit seiner Schneide ausgezeichnet ist. Die beiden Wurzeln sind stark nach vorwärts geneigt und an ihrem letzten Ende zur Verankerung nach rückwärts gebogen. Die Kronenlänge beträgt (in der Richtung der Zahnreihe) 20 mm. Höhe des Parakonids, des Protokonids, des Metakonids 9, 13,5, 10,0 mm. Die entsprechenden Breiten betragen 7; 8; 8 mm. Wurzellänge 20 mm. Der entsprechende Zahn eines *M. crenatidens* Fabrini (pag. 31) ist 22 mm lang bei einer Höhe des Protokonids von 15 mm. In sehr schöner Erhaltung liegt dieser Zahn von Sainzelles vor (M. Boule l. c.). Der von mir abgebildete Unterkiefer des *M. latidens* aus Hundsheim besitzt folgende Alveolen- bzw. Zahnmaße, die als (A) bzw. als (Z) hervorgehoben werden.

| in mm | Längsdurchmesser (in der Zahnreihe) | Querdurchmesser (von innen nach außen) | Kronenhöhe |
|---|---|---|---|
| $I_1$ (A) | ca. 3,5 | ca. 7,5 | — |
| $I_2$ (A) | 6,0 | 10,0 | — |
| $I_3$ (Z) | 12 | 15 | 15 |
| C (Z) | 10 | 9 | 18 |
| $P_3$ (A) | 6,5 | 4,0 | — |
| $P_4$ (Z) | 20 \| 20[1]) | 8,5 \| 8[1]) | ? \| 13,5[1]) |
| $M_1$ (A) | 30 | 8,0 vorn \| 5,0 hinten | — |

## Knochen des Rumpfskeletts.

Eine rechte Scapula, mit zerbrochenem distalen Rande, ist auf Taf. XV [XLIII], Fig. 8 in $^1/_2$ nat. Gr. dargestellt. Ein linker Humerus liegt in vollständiger Erhaltung vor. Er ist auf Taf. XVII [XLV], Fig. 5 u. 6 in $^1/_2$ nat. Größe abgebildet. Der Schaft ist schlank und kräftig nach rückwärts gebogen. Ein Foramen entepicondyloideum ist erkennbar. — Nur bei dem südamerikanischen *Smilodon necator* Lund (Skelett im Nat. Hist. Mus. zu New York) scheint es zu fehlen. *Smilodon californicus* J. C. Merriam, von dem ich die Vordergliedmaßen, Bruchstücke der Hinterextremitäten, Wirbel und Schädel besitze, hat das Foramen in schönster Ausbildung. Im übrigen ist diese Form durch viel ge-

1) Vergleichsmaße des Zahnes der anderen Kieferseite.

drungenere Gliedmaßen im Vergleich zu den europäischen *Machairodus* ausgezeichnet. Von *Machairodus cultridens* Cuvier liegen mir die Abbildungen einiger Skeletteile und deren Beschreibung von Bravard: „Montagne de Perrier" vor. Ebenso haben wir von *Machairodus latidens* aus Hundsheim aus den obersten Teufen des Höhlenspaltes Knochen der Vorderextremität (Grabung von 1908) zum Vergleich. Diesen und den Resten von Mont Perrier gegenüber erinnert die kalifornische Species[1]) eher an einen Bären als an einen Feliden in der gewaltigen Breite des Distalendes und der entwickelten Crista deltoidea vorn am Humerusschaft. Das sind Unterschiede, welche sehr für die Abtrennung des Genus *Smilodon* von *Machairodus* sprechen. Auch der Radius und die Ulna erinnern in ihrer Plumpheit und den starken Knochenwülsten an Bären viel mehr als an Feliden, denen sie natürlich generisch viel näher stehen.

Maße des Humerus von Hundsheim (3 Exemplare), verglichen mit *Smilodon californicus* (an vierter Stelle), in cm:

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Länge des Humerus von der oberen Gelenkfläche zur Mitte der Trochlea unten | 28,9 | 29 | — | (ca. 40) |
| Größte Länge des Humerus | — | 31 | — | — |
| Größte Tiefe des proximalen Endes (vorn-hinten) | 84 | 87 | — | 130 |
| „ Breite „ „ „ (links-rechts) | >56 | 61 | — | 85 |
| Geringste Tiefe des Humerusschaftes in der Mitte | 33 | 33,5 | 32 | 50 |
| „ Breite „ „ „ „ „ | 26 | 25,5 | 28 | 35 |
| Größte Breite des Distalendes (links-rechts) | 72 | — | 73 | 110 |
| „ Tiefe der inneren Rolle } einschließlich des nicht von der | 49 | — | <44 | 50 |
| „ „ „ äußeren „ } Gelenkfläche eingenommenen | 45 | — | 46 | 50 |
| „ „ „ medianen „ } Abschnittes | 27 | — | 28 | 28 |

Die quere Breite des distalen Humerusendes von *Smilodon californicus* übertrifft den Löwen von Gailenreuth (Tübingen) um 7 mm.

Als Querschnitt des Oberarmes in der Mitte des Knochenkörpers gibt Bravard für *F. megantherion* (sollte heißen: *Machairodus cultridens* Cuvier) 24 mm an, gegen 35 mm bei *M. cultridens* (sollte heißen: *M. crenatidens* Fabrini). „Der Querschnitt gegen die Condylen" mißt 44 bei *M. cultridens* (recte) und 70 mm bei *M. crenatidens* (der größeren Form). Es sind also die plocänen Spezies von Mont Perrier teils etwas schwächer, teils etwas stärker als *M. latidens* von Hundsheim. Viel stärker als sie alle ist *Sm. californicus*. Ein distales Humerusende von *Smilodontopsis conardi* und von *Felis longicrus* werden von Barnum Brown in: „The Connard Fissure in northwestern Arkansas"[2]) abgebildet. Von dem Hauptindividuum des Hundsheimer *Machairodus* wurden (1906) des weiteren der rechte und der linke Radius gefunden; vom rechten Radius gebe ich (wie von der rechten Scapula und dem linken Humerus) die Abbildung in $^1/_2$ nat. Größe auf Taf. XVII [XLV], Fig. 3, 4.

Die größte Länge des Radius beträgt 27,3 cm, gegenüber 26,8 bei *M. cultridens* (recte) von Mont Perrier nach Bravard, und nur 25 cm bei dem sonst viel mächtigeren *Smilodon californicus*

1) Auch in Mexiko konnte ich in: Die Säugetierfauna des Pliocäns und Postpliocäns von Mexiko (Geolog. und Paläontolog. Abh. N. F. Bd. 4. 1910) einen Säbeltiger nachweisen, den ich als *Felis hyaenoides* bezeichnet habe. Nach beendeter Präparation des Schädels von Rancho La Brea ist mir auch das Bedenken wegen der Form der oberen Caninalveole weggefallen. *Felis hyaenoides* gehört unzweifelhaft zu den Machairodontiden, am ehesten zu *Smilodontopsis* Brown.

2) Memoirs of the American Museum of Natural History. New York 1908.

J. C. Merriam von Rancho La Brea. Ich gebe seine Maße hinter denen des *M. latidens* von Hundsheim. An erster und dritter Stelle werden Radiusfragmente aus Hundsheim gemessen.

| | | | |
|---|---|---|---|
| Größter Durchmesser des Caput radii (vorn-hinten) | 30 | 31 | 40 |
| „ „ „ „ „ (links-rechts) | 33 | 36 | 45 |
| „ „ „ Schaftes in der Mitte (vorn-hinten) | (19) 20 | 21 | 21 |
| „ „ „ „ „ „ „ (links-rechts) | (26) 24 | 24 | 24 |
| „ „ „ Distalendes (vorn-hinten) | 33 | 35 | 40 (ca.) |
| „ „ „ „ (links-rechts) | 52 | 54 | 70 |

Vom Hauptindividuum des Hundsheimer *Machairodus* bilde ich ferner eine Ulna ab, deren Olecranon abgebrochen ist. Die Länge des Fragments vom Unterrande der Facies sigmoidalis zum distalen Knochenende mißt 26,6 cm. Die größte Tiefe (vorn-hinten) an der Bruchstelle oben beträgt 55 mm (54) [gegen 74 bei *Sm. californicus*]. Die Facies sigmoidalis ist an dem Individuum von Hundsheim wesentlich mehr von links nach rechts komprimiert im Verhältnis zu *Smilodon californicus*. Ihre Form ist im übrigen ähnlich. Das Distalende der Ulna weicht in der Stellung der Gelenkflächen stark in beiden Genera ab, worauf hier nur hingewiesen sei. (Abbildung auf Taf. XVII [XLV], Fig. 1 u. 2.)

Mit *Machairodus orientalis* (Kittel) aus Maragha, mit dem ich die Ulna aus Hundsheim im Hofmuseum zu Wien verglichen habe, besteht keine größere Aehnlichkeit, als mit *Smilodon californicus* Merriam. Das Olecranon erweist sich als Muskelansatzstelle der Oberarmmuskulatur als recht variabel.

Von der Vorderextremität eines anderen Individuums liegt ein rechtes Scapholunare vor, das auf Taf. XVIII [XLVI], Fig. 2 (rechts unten) abgebildet ist. Es ist viel stärker als das des Hundsheimer Leoparden, von dem ich den gleichen Knochen schon beschrieben habe; ja es übertrifft sogar das Analogon des transkaspischen Tigers, bleibt aber merklich hinter *Felis spelaea* zurück.

| | |
|---|---|
| Größte Breite am Vorderrande | 42 |
| „ Tiefe in der Mitte | 26 |
| „ Breite am Hinterrande | 46 |
| „ Höhe | 30 |

Ein linkes und ein rechtes Cuneiforne (der Hand) wurde in $^1/_2$ nat. Gr. in verschiedener Position dargestellt. [Ebenda Fig. 3(f)].

Von besonderen Werte ist der linke und rechte Metacarpus, von dem eine Reihe (V—II) abgebildet wurde; V, IV, III sind jeweils vollständig erhalten, II fehlt auf der linken Seite.

| Metacarpalia in mm | V | | IV | | III | | II |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | rechts | links | rechts | links | rechts | links | rechts |
| Größte Länge | 91,5 | 91,5 | 110 | 115 | 109 | 111 | — |
| Breite der proximalen Gelenkflächen | 11 | — | 19 | — | 23 | — | 21 |
| Tiefe „ „ „ | 12 | — | 22 | — | 23 | — | 26 |
| Breite „ distalen „ | 17,5 | — | 19 | — | 19 | — | — |
| Tiefe „ „ „ | 19,0 | — | 20,0 | — | 19,5 | — | — |

### Die Hinterextremität.

Vom Becken des Hauptindividuums ist nur die linke Hälfte einigermaßen gut erhalten. Sie wurde in $^1/_2$ nat. Größe auf Taf. XVII [XLV], Fig. 7 dargestellt. Die distalen Enden des Iliums,

des Pubis und des Ischiums fehlen. In allen Merkmalen gleicht das Becken dem der Feliden. Ich bringe es in Vergleich mit dem ähnlich geformten, doch viel robusteren Becken des *Smilodon californicus* J. C. Merriam, dessen Maße ich an zweiter Stelle beifüge. Das von Dawkins und Sandford (l. c.) abgebildete Becken der *Felis spelaea* ist genau um $^1/_3$ größer als jenes von *M. latidens* (unter I).

| | I : II | | | | I : II |
|---|---|---|---|---|---|
| Durchmesser des Beckens quer zu seiner Längsachse über die Pfanne | | | | | 6,9 : 8 |
| Durchmesser des Acetabulum | | | | | 4,5 : 4,7 |
| „ der Iliumwurzel | 3,9 : 5,4, | und | senkrecht | dazu | 2,2 : 2,6 |
| „ „ Ischiumwurzel | 2,6 : 2,7 | „ | „ | „ | 1,8 : 1,2 |
| „ „ Pubiswurzel | 3,0 : 5,1 | „ | „ | „ | 1,4 : 2 |

Von den Oberschenkelbeinen sind nur distale Enden vorhanden. Ich bringe ein solches vom Hauptindividuum zur Abbildung. Es stimmt genau mit *Felis* überein in der Form und der Verteilung der Sehnengruben. Das linke Femurende hat eine quere Breite von 66 mm, von der inneren zur äußeren Rolle der Rückenseite gemessen. Die Tiefe mißt ebenda 63,5 mm.

In 8 cm Entfernung von den Gelenkrollen ist der Schaft 3 cm breit und 2,8 cm tief gegenüber 4 und 3 cm bei *Smilodon californicus*. Das rechte Femurende zeigt den äußerst harten Erhaltungszustand, gelbe Farbe mit schwarzen Mangandendriten. Diesem geologisch älteren Individuum gehören zwei distale Tibiaenden an, welche jetzt besprochen werden sollen. Von demselben Tier haben wir oben die Maße einer proximalen Humerushälfte gegeben. Das rechte Tibiaende bilde ich auf Taf. XV [XLIII], Fig. 10 ab.

Dieses Tibiaende wurde in $^1/_2$ nat. Größe abgebildet. Ich bringe seine Maße im Vergleich mit denen einer unerwachsenen Tibia von *Smilodon californicus* (an zweiter Stelle):

| | |
|---|---|
| Größte Breite des distalen Endes | 5,5 : 5,3 |
| „ Tiefe „ „ „ | 3,65 : 3,5 |
| Breite des Schaftes (etwa 10 cm über dem Ende) | 26 : 25 |
| Tiefe „ „ „ 10 „ „ „ „ | 23 : 26 |

Von einer rechten Fibula bringe ich das distale Ende zur Abbildung (ebenda Fig. 9). Der Malleolus ist am Vorderende etwas beschädigt, doch stimmt der rückwärts liegende Rand und der ca. 5 cm lange Schaft gut mit *Felis* im weiteren Sinne überein. Ich möchte ihn mit f. 4 und 4a t. 4 bei E. T. Newton, The Vertebrata of the Forestbed Series, in Beziehung bringen. Die Forestbed-Fibula gehört zu *Machairodus crenatidens*. Newton bezeichnet sie als *Felis?*. Lage und Richtung der Facette für den Astragalus ist verschieden von jener bei *Smilodon californicus*.

Der Astragalus von *Machairodus latidens* (Hundsheim), welcher im Zusammenhange mit Calcaneus und Naviculare dargestellt wurde (Taf. XVIII [XLVI], Fig. 3 „i"), hat eine größte Tiefe von 45 mm gegenüber 55 mm bei *Smilodon californicus*. Die Tiefe der tibialen Gelenkfläche des Astragalus mißt in der Mittelfurche 33 resp. 38 mm. Die quere Breite der proximalen Facette beträgt 31 bzw. 32 mm. Die größte quere Breite der distalen Gelenkfläche des Astragalus ist 37 bzw. 40 mm.

Tiefe, Breite und Höhe des Naviculare von *M. latidens* ist 33; 30,5; 13—15 mm. Der Calcaneus des Hundsheimer *Machairodus* wurde abgebildet, doch nicht vermessen. Die kalifornische Species hat einen Calcaneus von 93 mm größter Länge und 47 mm größter Breite. Ein Cuneiforme III des *Machairodus* wurde bei dem analogen Knochen des Leoparden kurz besprochen.

Ein linkes Os cuboideum von *M. latidens* aus Hundsheim ist auf Taf. X [XXXVIII], Fig. 8 abgebildet. Die Tiefe des Knochens beträgt 27 mm, die Breite 23 mm, die Höhe 25 mm.

Ferner wurde ein Sesambein von *Machairodus* abgebildet, wie es den distalen Rollen der Metapodien am Distalende anliegt; noch unbestimmte *Machairodus*-Reste enthält Taf. XVIII [XLVI].

Auch 2 Patellen bringe ich, einmal von der Vorderseite, das andere Mal von der Gelenkfläche aus, zur Darstellung. Die Längen (oben-unten) betragen 58 bzw. 62 mm, die Breiten 33 bzw. 35 mm, die Tiefen 20 bzw. 21 mm.

Ein linkes Metatarsale III von *Machairodus* bilde ich von der Seite auf Taf. XVIII [XLVI], Fig. 3 „c" neben 2 *Pardus*-Resten ab. Seine größte Länge beträgt 106,5 mm, quere Breite oben 18 mm, Tiefe oben 28 mm, quere Breite in der Mitte und an der distalen Rolle 14 bzw. 17,5 mm, Tiefe ebenda 12 bzw. 19 mm.

Die ersten Phalangen haben Längen, Breiten und Tiefen von zweierlei Maßen, die auf *Machairodus* und *Pardus* schließen lassen. Sie wurden in $^1/_2$ nat. Größe dargestellt.

| Maße in mm | *Machairodus* | | | | *Pardus* | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Länge | 42 | 41 | 39,5 | — | 39,5 | 39 | 34 |
| | 45 | 43 | 42 | 42 | — | — | — |
| Breite (in der Mitte) | 10,5 | 11,5 | 12,5 | — | 10 | 10 | 10 |
| | 13 | 11,5 | 11 | 11,5 | — | — | — |

Die folgenden Exemplare gehören zu zweiten Phalangen. Die 4 linksstehenden wurden, wie die entsprechenden ersten Phalangen in $^1/_2$ nat. Größe abgebildet. Taf. XVIII [XLVI], Fig. 1 („k, l, m, n").

| | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Länge | 27 | 29 | 27,5 | 23 | 27 | 29,5 | 27,5 | 24 | 24 |
| Breite | 10 | 13,5 | 10,5 | 10 | 12 | 12 | 11 | 11 | 11 |

Eine Unterscheidung zwischen solchen des *Machairodus* und des Panthers ist unsicher.

Von Endphalangen wurden 3 Exemplare abgebildet. Eine (kleinere) davon gehört zu *Pardus*. Ihre Maße stehen an dritter Stelle. Höhe vorn 28, 25, 15; Tiefe (vorn-hinten) 32, 32, 18; größte Breite 15, 15, 10.

## Die Wirbel.

E. Stromer, Die Wirbel der Landraubtiere. Zoologica. Heft 36. Stuttgart 1902.

Ich schließe mich in der Art der Benennung und Vermessung Stromer an.

Die hier gemessenen und mit anderen großen Feliden in Vergleich gebrachten Wirbel gehören alle dem Hauptindividuum des *Machairodus* an. Sie wurden auf Taf. XV [XLIII], Fig. 6, 7, 12, 13, 14; Taf. XVI [XLIV], Fig. 1—13 in verschiedener Ansicht dargestellt, so daß ich mich auf einige Maßzahlen beschränken kann.

1) Der etwas fragmentäre Atlas entbehrt des oberen Bogens, stimmt aber in allen wesentlichen Punkten mit dem der echten Feliden überein. Der Abstand der lateralen Ränder der rostralen Gelenke

beträgt 61 mm (70 bei *Smilodon californicus*). Das gleiche Maß beträgt nach E. Stromer beim Löwen 65—62, beim Tiger 62—51, beim Leoparden 43—37,5. Die Weiten der Flügel des Atlas messen bei *Machairodus* von Hundsheim 121, bei *Smilodon californicus* 150 mm. Der Arcus ventralis des Atlas ist bei *Machairodus* von Hundsheim 21 mm lang, bei *Smilodon californicus* 25 mm, beim Löwen 16—19 mm, beim Tiger 18—13,5, beim Leoparden 13—10.

Die Dicke des Arcus ventralis (in dorsoventraler Richtung) beträgt bei *M. latidens* (Hundsheim) 8 mm, bei *Smilodon californicus* 11 mm, beim Löwen 8,5—7,5, beim Leoparden 6—5 mm.

2) Der Epistropheus hat eine Länge des Wirbelkörpers von 55 mm, eine solche des Dens von 24 mm. Die entsprechenden Maße beim Löwen sind 59—57 und 27, beim Tiger 58—52 und 22—22,5, beim Leoparden 38—33,5 und 13—13,5.

Die Breite des kaudalen Wirbelkörpers (des Epistropheus) mißt beim *Machairodus* (Hundsheim) 35 mm (40—44 bei *Smilodon*), 36—32,5 beim Löwen, 32—28 beim Tiger, 33,5—38 beim Leoparden. Die Dicken des Wirbelkörpers sind: 21 (*Machairodus*), 22 (*Smilodon*, jung), 22,5—20,5 (Löwe), 19,5—16 (Tiger), 10—12 (Leopard).

Der Körper des dritten Halswirbels ist bei *Machairodus latidens* 35 mm lang, beim Löwen 29—27, beim Tiger 31—27, beim Leoparden 22—16. Die Breiten sind in der genannten Reihenfolge 35, 33—28,5, 29—26,5, 21,5—18,5. Die Dicken messen: 23, 22—20?, 18,5?—15, 11—10.

Physiologisch wichtig sind die langen Querfortsätze dieses Wirbels, welche Matthew auch an *Smilodon californicus* nachweisen konnte.

Der Körper des sechsten Halswirbel, welcher bei *Machairodus* 31 mm lang, 34 mm breit und (vorn) 22 mm dick ist, wurde mit den 3 ersten Halswirbeln auf Taf. XV [XLIII], Fig. 14 dargestellt.

Der Körper des siebenten Halswirbels ist 29 lang, 35 breit und 22 mm dick. Der des Löwen hat 29—28 mm Länge, 30—28 mm Breite, 22—22,5 mm Dicke. Der des Tigers hat 32—24,5 mm Länge, 28—26 mm Breite, 20?—18 mm Dicke. Der des Leoparden hat 17—14 mm Länge, 20—16 mm Breite, 13,5—11,5 mm Dicke.

Ein zweiter oder dritter Brustwirbel des Hundsheimer *Machairodus* hat einen Körper von 29 mm Länge, 45—42 mm Breite und 22 mm Dicke. Beim 1. Brustwirbel des Löwen lauten diese Maße: 26, 30—28?, 23,5—? beim Tiger: 30—23, 29,5—25, 21—19,5, beim Leoparden: 17—13,5, 19?—16?, 13—11?.

Die Breite des Wirbelkörpers von *Machairodus* scheint bezeichnend gegenüber den wahren Katzen. Bei einem *Smilodon californicus* (1. oder 2. Brustwirbel), dessen Epiphysenscheiben fehlen, ist die Breite 53 mm; die Dicke beträgt 26 mm, also ein ähnliches Verhältnis wie bei *Machairodus*.

Die letzten Halswirbel und die ersten Brustwirbel sind bei den säbelzähnigen Katzen relativ bedeutend breiter als bei den großen echten Feliden.

Mittlere Brustwirbel haben beim *Machairodus*, *Smilodon* und den drei großen Feliden die folgenden Maße ihrer Körper (sog. Vert. thoracales intermediae):

| in mm | *Machairodus* | | | | | *Smilodon* | Löwe | Tiger | Leopard | *Machairodus* | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Länge | 31 | 29 | 29 | 28,5 | 27 | 38 | 28—33 | 32—25,5 | 19,5—16 | 28 | 27 | 27,5 | 28,5 | 27 | 27 |
| Breite | ? | 31—32 | 36 | 30 | 29,5 | 53 | 31,5—29,5 | 29—25 | 16—17 | 35 | 37 | 46 | 42,5 | ? | ? |
| Dicke | 20 | 22 | 23 | 25 | 24 | 25 | 26—28 | 24—22 | 14,5—13 | 22 | 24 | 22 | 23,5 | 24 | 24 ? |

Letzter Brustwirbel und Lendenwirbel.

| in mm | *Machairodus latidens* | | | | | | | | | *Smilodon californicus* | | Löwe | | | | Tiger | | | | Leopard | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | | | | | | | | 1 | 2 | 3 | 4 | 1 | 2 | 3 | 4 | 1 | 2 | 3 | 4 |
| Länge | 30 | 32 | 35 | 36 | 40 | 40 | 38 | 40 | 35 | 40 | 44 | 28— ? | 31— ? | 45— 50 | 39,5— 40 | 35— 28 | 42— 31 | 52— 43 | 43— 39 | 20— 16,5 | 23— 21 | 33— 29 | 26— 23 |
| Breite | 37 | 36 | 40 | 41 | 42 | 40 | 42 | 38 | 39 | 45 | 47 | 38,5 —? | 39,5 —? | 43— 42,5 | 43,5— 42,5 | 35— 32 | 38— 33 | 36— 38 | 42— 37,5 | 23? —20,5 | 22— 20 | 23,5 —23 | 24— 26,5 |
| Dicke | 24,5 | 24 | 24 | 26 | 25 | 26 | 26 | ca. 26 | 23 | 29 | 31 | 27— ? | 26— ? | 29— 29 | 29,5— 29? | 24— 20,1 | 26— 22 | 26? —24 | 28— 23 | 15— 12,5 | 15— 12,5 | 17— 15 | 18— 16,5 |
| | a | b | c | d | e | f | g | h | i | I | II | | | | | | | | | | | | |

1 = letzte Vertebra thoracalis
2 = erste „ lumbalis
3 = längste „ „
4 = letzte „ „

a ist ein letzter Brustwirbel und die folgenden Lendenwirbel des *Machairodus* (Hundsheim) sind b—i. I und II ist ein Brustwirbel (hinterer) und ein Lendenwirbel von *Smilodon*.

Es lassen sich nur a und 1 direckt miteinander vergleichen, da diese Wirbel homolog sind.

Das Sacrum von Hundsheim ist in seinem vordereren Abschnitte recht gut erhalten. Ich bringe das Breiten- und Dickenmaß seines rostralen Abschnittes (1. Sacralwirbel) mit jenem von Löwe, Tiger und Leopard in Vergleich.

| in mm | *Machairodus* | Löwe | Tiger | Leopard |
|---|---|---|---|---|
| Breite | 39 | 46—46 | 43—41 | 27—24 |
| Dicke | 20 | 26—31 | 25?—23 | 16—14 |

Ueber die Modellierung der Außenfläche des 1. Sacralwirbels bei *Machairodus* gibt am besten unsere Darstellung auf Taf. XVI [XLIV], Fig. 9 Aufschluß.

Die Facies auricularis tritt als eine schmale, steil hinabtauchende Rinne auf den 2. Sacralwirbel über, worin sie von *Felis catus* deutlich abweicht; f. 11, t I bei Stromer zeigt die Verschiedenheit der *Felis caracal* von *Machairodus* sehr deutlich.

Die Schwanzwirbel des *Machairodus* ergeben gleichfalls gewisse Unterschiede (relative Kürze) von denen der großen Feliden (Löwe etc.).

Ich führe eine Anzahl von Maßen, nach abnehmender Größe geordnet, hier an und verweise im übrigen auf die Abbildungen (Taf. XVI [XLIV], Fig. 13(a—h).

| in mm | *Machairodus* von Hundsheim | | | | | | | | Löwe | Tiger | Leopard | *Machairodus* | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Länge | 54,5 | 51 | 47 | 44,5 | 40,5 | 35,5 | 31,5 | 26 | 58—? | 52—? | 39—37,5 | 56 | 55 |
| Breite | 26 | 20 | 17 | ? | 15 | 14 | 10 | 10 | 18 | 16? | 13—11,5 | 26 | 25 |
| Dicke | 23,5 | 20 | 19 | ? | 14,5 | 13 | 11 | 9 | 17,5 | 15,5—? | 12,5—21,5 | 21 | 22,5 |

Rechts vom doppelten Strich sind die Maße längster Schwanzwirbel verschiedener Feliden neben diejenigen von *Machairodus* gestellt.

Es wurden außer einigen Rippenfragmenten (Distalenden) 5 besser erhaltene Exemplare in $^1/_2$ nat. Größe abgebildet. Es sind diese letzteren, von links oben nach rechts oben und von links

unten nach rechts unten gerechnet die folgenden: 1. rechte Rippe, 2. linke Rippe, 5.—8. linke Rippe, 12.—13. rechte Rippe, 5.—8. linke Rippe. (5 Exemplare.)

Es folgen die Maße von 10 Rippenfragmenten des Hundsheimer *Machairodus*.

| | a | b | c | | a | b | c |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1. rechte Rippe* | 35,5 | 16,5 | 8,5 | — | — | — | — |
| 2. linke „ * | 32,0 | 16,5 | 8,5 | 2. rechte Rippe | 33,5 | 18 | 9,5 |
| 3.—5. „ „ | 36,5 | 15,5 | 9 | 3.—5. „ „ | 32 | 16,5 | 9,5 |
| 5.—6. „ „ * | 38,5 | — | — | — | — | — | — |
| 6.—8. „ „ * | 39 | 17 | 9 | — | — | — | — |
| 8.—10. „ „ | 40,5 | 17 | 10 | 8.—10. rechte Rippe | 37 | 18 | 9 |
| 12.—13. „ „ * | 22 ca. | 10,5 | 8 | — | | | |

a = Entfernung der Capitulumspitze von der Vorderkante der Facies articularis des Tuberculum, die mit der Diaphyse gelenkt
b = Tiefe des Rippenschaftes von außen nach innen (größerer Durchmesser)
c = Breite „ „ „ „ „ „ (kleiner Durchmesser)
[b—c unterhalb der Gelenke an den breitesten Stellen gemessen]
* wurden photographiert. a, d, e, c, g (Oberenden), l, f, (h—n) Unterenden und Mittelstücke.

Ein neuer Fund von *Machairodus latidens* wurde von Dr. Th. Kormos in Ungarn gemacht bei Püspök-Fürdö. Neben *Gulo Schlosseri* n. sp., *Ursus arvernensis* und *Canis neschersensis* bilde ich als Textfig. 56 und 57 S. 136 [588] einen oberen Reißzahn und einen unteren Eckzahn ab. Ich besitze von *Machairodus* dieses Fundortes die Abgüsse eines oberen $P^4$ von 39,5 mm Länge und genau der gleichen Form, wie die Stücke aus Hundsheim. Ein (letzter) $P_4$ des Unterkiefers mißt 22:9:15 in Länge, Breite und Höhe. Ferner liegt ein $C_*$ und ein $I_2$ vor.

### *Felis leo* var. *spelaea* Goldfuss.

Schmerling, Recherches sur les ossemens fossiles découverts dans les cavernes de la Province de Liége. Liége 1833. pag. 78. Chapitre 2. T. 2. t. 15. (Humerus.)
W. Boyd Dawkins and W. A. Sandford, British pleistocene Felidae. Part 1. *Felis spelaea* Goldfuss. (Aus: The British pleistocene Mammalia.) London 1866. t. 18. pag. 117. (Humerus.)
M. Boule, Les grands chats des cavernes. Annales de Paléontologie. T 1. Paris 1906. Fasc. 1—3.

Von Deutsch-Altenburg erhielt das k. k. Hofmuseum den prächtig erhaltenen linken Humerus eines riesigen Löwen, welcher alle rezenten und die meisten fossilen Großkatzen übertrifft und offenbar zu *Felis spelaea* Goldfuss zu stellen ist.

Eine Abbildung des wichtigen Stückes gebe ich als Textfig. 62 in $^1/_3$ der natürlichen Größe.

Fig. 62. *Felis leo* var. *spelaea* Goldfuss. Linker Humerus von vorn in $^1/_3$ nat. Gr. Deutsch-Altenburg. Orig. im Hofmuseum, Wien.

Maßtabelle nach DAWKINS und SANDFORD.

| Humerusmaße in mm | *Felis spelaea* | | | | | | | | *Felis leo* | | | *F. tigris* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Deutsch-Altenburg | Goffontaine (Liége)[1] | Bleadon cave | | | | | Sandford Hill-cave | W. A. S. | Berberlöwe | asiatischer Löwe | ? |
| Größte Länge | 39 | 42,8 | — | — | — | — | — | — | 33 | 33,8 | 27,9 | 29,1 |
| Geringster Umfang | 14 | — | — | 14 | — | — | — | — | 10,4 | 11,2 | 9,9 | 9,9 |
| Quere Breite des Gelenkkopfes | 79 | — | 10,4 | — | — | — | — | — | 7,6 | 6,86 | 5,6 | 5,8 |
| Dazu senkrecht | 78 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Durchmesser des distalen Gelenks v.-h. | 6,9 | — | — | — | 7,1 | 6,5 | 6,5 | 7,6 | 6,1 | 6,1 | 4,6 | 4,6 |
| Dazu senkrecht | 10,1 | — | — | — | 10,2 | 8,9 | 8,9 | 10,9 | 5,8 | 5,8 | 5,1 | 5,6 |
| Tiefe am Distalende der Crista deltoidea | 55 | — | — | — | — | — | — | — | 5,1 | 4,7 | 4,2 | 3,5 |
| Querdurchmesser am gleichen Punkte | 36 | — | — | — | — | — | — | — | 3,0 | 2,9 | 2,4 | 2,3 |

Die Stärke des Humerus von Deutsch-Altenburg schließt jede Beziehung zum Tiger aus.

Als Länge des Humerus der *Felis spelaea* gibt BURMEISTER 38 cm an, für *Felis tigris* 32 cm. Die Unterscheidung von *Felis tigris* ist leicht, auch wenn man den sibirischen Tiger im Auge hat. Dies zeigt folgende Tabelle der Maße des Radius in mm:

| Name der Art und Vorkommen | *Felis tigris* Wladiwostok | *Felis tigris* Transkaspien | *Felis tigris* Egeln (Berlin) | *Felis spelaea* | | | *Felis leo* juv. | *Felis leo* ad. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Größte Länge | — | 266 | 290 | 450 | 320 | 340 | 259 | 258 |
| Quere Breite unten | 57 | 58 | 61 | 66 | 76 | 65 | 56 | 61 |
| Größte Tiefe unten | 33 | 31 | 35 | SCHMERLING | DAWKINS u. SANDFORD | CUVIER | 34 | 37,5 |
| Breite in der Mitte | 25 | 25 | 31 | | | | 26 | 27 |
| Tiefe ebenda | 17 | 14 | 19 | | | | 16 | 20 |
| Größte Breite des Capitulum | 35 | 37 | 42 | 52 | 46 | 45 | 36 | 36,5 |
| „ Tiefe „ „ | 27 | 28 | 30 | — | — | — | 26 | 25 |

Der Felidenradius aus Egeln, welcher in der Landwirtschaftlichen Hochschule zu Berlin aufbewahrt wird — ich untersuchte ihn dort im Herbst 1906 — gehörte zur NEHRINGschen Sammlung. NEHRING hatte sich zum Vergleich einen Tigerradius daneben gelegt — ich glaube den von Wladiwostok, dessen Längenmaß ich leider nicht notiert habe — und die Uebereinstimmung beider Knochen war überraschend. Jener Radius steht weit hinter den Radien der *Felis spelaea* zurück und dürfte zu *Felis tigris* var. *longipilis* gehören. NEHRING selbst war es nicht mehr vergönnt, seine Beobachtung zu publizieren.

Im Geologischen Institut zu Halle wurden mir durch die Güte des Herrn Professor JOHANNES WALTHER einige Unterkieferzähne von einem großen Feliden ausgehändigt, welche laut Etikette von Westeregeln stammen und gleichfalls zu *Felis tigris* var. *longipilis* gehören. Ihr Erhaltungszustand war indessen nicht der gleiche wie beim Radius von Egeln, sie waren merklich weniger fossil. Ich vermute, sie gehören der postglazialen Steppenzeit an. Die Zähne von *Felis tigris longipilis* Egeln tragen im Geologischen Institut zu Halle folgendes Etikett: J. 1837. N. 446. Es ist $M_1$, $P_4$ und $P_3$ erhalten. Was mich nun bestimmt, diese Zähne zum sibirischen Tiger zu stellen, ist die folgende Beobachtung an Tiger- und Löwengebissen des Museums für Naturkunde zu Berlin. „Bei alten männ-

1) DAWKINS und SANDFORD geben die Länge des Humerus aus SCHMERLING nicht richtig, da sie von der falschen Annahme ausgehen, jener Humerus sei in natürlicher Größe abgebildet; pag. 79 im Text werden die Maße in Meter angeführt.

lichen Tigern ist der Unterkieferreißzahn im Vergleich zu dem Prämolaren $P_4$, dem letzten P, relativ größer als beim alten männlichen Löwen. Ueberhaupt sind die Prämolaren beim Tiger schwächer als beim Löwen, der Reißzahn ist also relativ länger als beim Löwen. Dies gilt besonders für den Javatiger, in geringerem Maße für den sibirischen Tiger, am wenigsten für den transkaspischen Tiger."

Maßtabelle von Unterkieferzähnen verschiedener Löwen und Tiger.

| Linke Mandibel | *Felis tigris* cf. *sibiricus* Egeln, Halle J. 1837 | *Felis tigris sibiricus* Hsingaufu, Prov. Shinsi | *Felis tigris longipilis* Amoy No. 7614 | *Felis tigris transcaspicus* ♂ Berlin No. 12057 | *Felis tigris persicus* ♀ Berlin No. 12413 | *Felis tigris javanicus* Berlin No. 19659 | *Felis leo* ♂? Porto Zambese SO.-A. Berlin |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $M_1$ Größte Länge | 27,3 | 27 | 25 | 23 | 21,7 | 26,5 | 28,8 |
| $M_1$ „ Breite | 13,5 | 13,5 | 12,2 | 12,1 | 11,6 | 13,3 | 14,4 |
| $M_1$ Länge : Breite in Proz. | 50 | 50 | 48,8 | 52,2 | 53,5 | 51,9 | 50 |
| $P_4$ Größte Länge | 25,2 l. 25 r. | 25,5 | 23,4 | 22,5 | 20,4 | 22,6 | 27,4 |
| $P_4$ Größte Breite | 11,7 „ 11 „ | 12,0 | 11 | 10,3 | 9,9 | 11,2 | 14 |
| $P_4$ Länge : Breite in Proz. | 46,4 44 | 47,6 | 47,1 | 45,3 | 48,5 | 50 | 51 |
| $P_3$ Länge | 17 | 17 | 16 | 15 | 14 | 16 | 20 |
| $P_3$ Breite | 9 | 8,7 | 8,2 | 8 | 7,5 | 8 | 10,3 |
| $P_3$ Länge : Breite in Proz. | 53 | 51 | 51,2 | 53,3 | 53,5 | 50 | 51,5 |
| $P_2$ Größte Länge | — | 36 | 33,3 | 31,3 | 30 | 35 | 38 |
| $P_2$ Breite in der Mitte | — | 12,5 | 11 | 11 | 10,3 | 12 | 14,5 |
| $P_2$ Länge : Breite in Proz. | — | 34,7 | 33,3 | 34,9 | 34,3 | 34,2 | 38,1 |
| $P_1$ Größte Länge | 23,8 | 23,2 | 22,3 | 21,9 | 19 | 21,1 | 28 |
| $P_1$ Breite in der Mitte | 10 | 10 | 9 | 9,8 | 9,5 | 9,2 | 11 |
| $P_1$ Länge : Breite in Proz. | 42 | 43,1 | 43,6 | 44,7 | 50 | 43,6 | 39 |

Ganz besonders interessant ist das Verhältnis der Längen von $M_1$ zu $P_4$ bei den Löwen von Mosbach und Steeden einerseits und dem Tiger von Westeregeln andererseits. Nur die Tigerin von Java weicht ab.

| Maße in mm | Mosbach | | Steeden | | Kalahari | Java ♂ | Java ♀ | Westeregeln | China |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Länge des unteren Reißzahnes | 31,0 | 28,0 | 27,4 | 28,0 | 29,5 | 27,8 | 23 | 27,3 | 27 |
| „ „ letzten Prämolaren | 28,5 | 27,2 | 25,3 | 26,2 | 30 | 23,7 | 22 | 25,2 | 25,5 |
| „ „ $M_1$ in Proz. der Länge $P_4$ | 108,7 | 102,9 | 109,5 | 106,8 | 98,3 | 117,3 | 104,5 | 108,3 | 106 |

Die indischen Tiger haben einen relativ beträchtlich größeren $M_1$ als $P_4$. Hierin erinnern sie ganz an *Machairodus*, dem sie in der Ernährungsweise offenbar viel näher stehen als dem Löwen. *Machairodus*-haft ist ferner der Nebenzacken vor dem Parakon des oberen Reißzahnes (Hilzheimers Merkmal) und der im Vergleich zum Löwen stärker entwickelte und oft kantige Eckzahn. Extreme dieser Art führten zur Abtrennung des diluvialen Triniltigers (*Feliopsis* Stremme) von *Felis tigris*, dem Javatiger von heute. Der sibirische Tiger ist lange nicht so *Machairodus*-artig im Gebiß. Er steht dem Löwen viel näher. Wie die Tabelle hier und oben zeigt, ist er nicht zu unterscheiden von den glazialen Rassen der „*Felis spelaea*", welche sich durch etwas schwächere Dimensionen (siehe Radius!) und durch einen nach hinten verlängerten Talon des $M_1$ vor dem Löwen auszeichnen. Für Steeden mit seiner zum Teil rein glazialen Fauna (Ren, Eisfuchs) möchte ich gleichfalls die Existenz einer „*Felis spelaea* var. *sibirica*" annehmen. Interessanterweise hat *Felis arvernensis* Croizet durch den relativ größeren $M_1$ und den schwachen unteren C ein *Machairodus*- (recte *Dinictis*-)artiges Verhalten aufzuweisen, ein Merkmal, das von den Löwen von Mosbach und Mauer nicht geteilt wird (siehe unten).

Die Geschichte des Löwen läßt sich auf europäischem Boden weit zurückverfolgen. Boule sieht in *Felis arvernensis* die pliocäne Ahnform, und ich muß ihm recht geben. Die Gestalt des $M_1$ (unterer Reißzahn) macht im Verlaufe der Stammesentwicklung eine sehr bezeichnende und allem Anscheine nach stratigraphisch verwertbare Aenderung durch. Es verschiebt sich das Verhältnis von Länge zur Höhe in der Weise, daß bei den geologisch jüngsten Formen, *Felis spelaea* etwa, der Elevationswinkel der vorderen und hinteren Zahnteile steiler wird, während gleichzeitig der Talon eine Rückbildung erfährt, wodurch $M_1$ zugunsten der P relativ kürzer wird. Nur die Tiger behalten ihr ursprüngliches Verhalten durch die Länge des $M_1$. Den Elevationswinkel, der, genau genommen, am Vorderende gewöhnlich ein anderer sein wird, als am Hinterende, messen wir in der Weise, daß wir die Höhe des Dreiecks angeben, gebildet aus der größten Länge des Zahnes (vorn-hinten) als Basis und den beiden Seiten, welche die Tangenten sind an dem vorderen und hinteren Zahnrand. Profildarstellungen von Unterkiefern oder einzelnen Reißzähnen erlauben ohne weiteres, diese Konstruktion vorzunehmen. Da es auf die relativen Werte ankommt von Länge zur so gewonnenen Höhe, so wollen wir diese Werte tabellarisch miteinander vergleichen, mit den geologisch älteren Formen beginnend.

| $M_1$ | *Pseudaelurus quadridentatus* | *Felis arvernensis* Croizet | *Felis leo* var. *Wurmi* Fr. | *Felis leo* var. *Wurmi* | *Felis leo* var. *Wurmi* | *Felis atrox* Leidy | *Felis spelaea* Bleadon Cave |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Größte Länge | 17 | 25 | 31 | 28 | 31 | 34 | 31 |
| Höhe des Elevationsdreiecks | 16 | 24 | 36 | 31 | 36 | 34 | 29 |
| Bemerkungen | H. Filhol, Études sur les Mammifères fossiles de Sansan. t. 4 f. 1 | Croizet et Jobert, Recherches sur les ossemens fossiles etc. t. 5 f. 3 | Freudenberg nov. var. nach W. v. Reichenau, Carnivoren, t. 12 f. 1 | W. v. Reichenau, Carnivoren. t. 13 f. 1 | W. v. Reichenau, Carnivoren. t. 14 f. 8 | Transactions Americ. Phil. Soc. 2. Ser. Vol. 10. t. 34 | Dawkins and Sandford, Pleistocene Mammalia. 1—4. Felidae. t. 5 f. 1 |

| $M_1$ | *Felis spelaea* Bleadon Cave | *Felis spelaea* | *Felis spelaea* | *Felis spelaea* | *Felis spelaea* | *F.* cf. *tig. long.* Westeregeln | *Felis spelaea* | *Felis spelaea* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Größte Länge | 30 | 25 | 29 | 32 | 29 | 26 | 32 | 26 |
| Höhe des Elevationsdreiecks | 35 | 44 | 40 | 34 | 45 | 48 | 40 | 54 |
| Bemerkungen | Dawkins and Sandford, l. c. t. 1 f. 2 | Dawkins and Sandf. t. 6, „kleine Form“, Hutton Cave | R. Owen, Brit. fossil. Mammals. pag. 165. Kirkdale | Schmerling, Ossemens fossil. T. 2. t. 14 f. 7 | Schmerling, Ossemens fossil. T. 2. t. 14 f. 11 | Halle, Geolog. Institut. $M_1 + P_4 + P_3$ | Daw. and S. „mittlere Stärke der groß. Form“ t. 12 f. 14 | Daw. and S. „kleinste bekannte Form“ t. 12 f. 15 |

Bei dem 1. Reißzahn aus der Bleadon Cave wird der abnorm geringe Elevationswinkel hervorgerufen durch das sehr stark entwickelte Basalband.

Die beiden oberen Reißzähne geben ein ähnliches Verhältnis von Länge zu Höhe wie die unteren.

Textfig. 63 u. 64 wurden vom Verf. nach den Originalen in Heidelberg und Halle angefertigt. Für die Erlaubnis von seiten der Herren Professoren W. Salomon und J. Walther sei hier bestens gedankt. Diese beiden Zähne unterscheiden sich auffallend in Größe und Form. Was die Größe des Löwenzahnes von Mauer betrifft, den bereits W. v. Reichenau, Carnivoren etc. t. 9 f. 7

abgebildet und pag. 304 beschrieben hat, so ist er hierin nicht spezifisch vom Taubacher Löwen verschieden. Hat doch A. Wurm in „Beiträge zur Kenntnis der diluvialen Säugetierfauna von Mauer a. d.

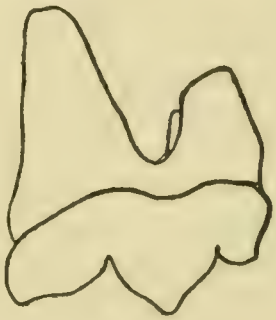


Fig. 63.

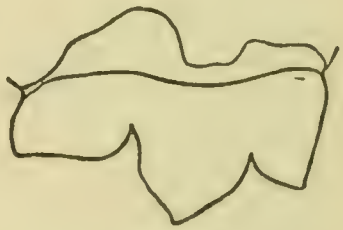


Fig. 64

Fig. 63. *Felis leo* var. *Wurmi* nov. subsp. aus Mauer. Oberer Reißzahn von außen in nat. Größe. Nach Originalzeichnung des Verfassers im Geologischen Institut in Heidelberg.

Fig. 64. *Felis leo* var. *spelaea* aus dem Travertin von Taubach. Oberer Reißzahn von außen nach Originalzeichnung des Verfassers im Geologischen Institut zu Halle.

Elsenz (bei Heidelberg). 1. *Felis leo fossilis*“ [1]) einen Schädel mit $P^4$ in situ beschrieben und abgebildet, dessen oberer Reißzahn 44 mm lang ist, gegenüber nur 36 bei dem isolierten $P^4$ vom gleichen Fundort. Nach Wurm gebe ich folgende Längen dieses Zahnes in mm:

| Mauer | | Cajark | Vence | Gailenreuth | Sundwig | Taubach | rezenter Löwe |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 36 | 44 | 37 | 39 | 41 | 38 | 42 | 38 |

| Maße des $P^4$ in mm | Mauer | Dawkins and Sandford Bleadon Cave | Taubach (Halle) | |
|---|---|---|---|---|
| | | | 1 | 2 |
| Höhe des Protostyls, außen gemessen (akzessorischer Vorderhöcker) | 12,5 | 16 | 16,5 | — |
| „ „ Parakons, außen gemessen | 19 | 18 | 22 | — |
| „ „ Metakons, hinten-außen gemessen | 8,5 | 13,5 | 13,5 | — |
| Länge des Abstandes von der Spitze des Protostyls zur Spitze des Parakons | 19 | 15,5 | 18 | — |
| Länge des Abstandes von der Spitze des Parakons zur Spitze des Metakons (hinten) | 18 | 19,5 | 23 | 16 |
| Breite des Zahnes vorn vom Protokon (Innenhöcker) zum Protostyl | 20 | — | 22 | 21 |
| Breite des hinteren Zahnteils über dem Parakon | ? | — | 15 (16) | 15 |

Man sieht aus diesen Maßen, daß der $P^4$ von Mauer bedeutend niedrigere Zacken hat, als der entsprechende von Taubach und England. Die altdiluviale Rasse verdient schon wegen dieser Eigentümlichkeiten von *Felis spelaea* des Jungquartärs getrennt zu werden. Es kommen dazu noch kraniologische Besonderheiten, welche mich veranlaßten, den Löwen von Mauer speziell, und wahrscheinlich auch den von Mosbach und Pakefield in England (Brit. Museum M. 6165) als *Felis leo* var. *Wurmi* nov. subsp. zu bezeichnen. (Referat im Neuen Jahrbuch für Mineralogie etc. 1913 der Arbeit A. Wurms: Beiträge zur Kenntnis der diluvialen Säugetierfauna von Mauer a. d. Elsenz (bei Heidelberg). I. *Felis leo fossilis.* l. c.)

Sehr wichtig ist der Nachweis kraniologischer Verschiedenheit bei dem Löwen von Mauer, verglichen mit *Felis spelaea.* Pag. 90 (l. c.) sagt Wurm das Folgende: „Das Original *Felis spelaea* von Goldfuss, das mir dank der Freundlichkeit von Herrn Prof. E. Fraas in einem Gipsabguß vorliegt,

1) Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins. N. F. Bd. 2. Heft 1. 1912. pag. 77 ff. t. 2—4. 2 Textfig.

deckt sich in der Ausbildung der Maxillarapophysen, in der breiten Anlage der konkaven Stirn vollkommen mit dem heutigen Löwen. Ein Vergleich mit dem Schädel von Mauer zeigt, daß bei diesem die Temporalregion langgestreckt und komprimierter gebaut ist. Namentlich ist die Einschnürung der Temporalregion bei dem doch größeren Schädel von Mauer viel stärker (kleinste Breite 6,9 cm) als bei dem Exemplar von Goldfuss (kleinste Breite 7,7 cm). Es ist klar, daß infolge der starken Kompression der Temporalregion die Kapazität der vorderen Gehirnhöhle relativ klein ist, und dies ist wohl das auffälligste Merkmal, das den Maurer Schädel vor allen anderen mir bekannten diluvialen Löwenschädeln auszeichnet. Der Schädel aus der Gailenreuther Höhle erscheint gegen den Maurer geradezu plump. Nichtsdestoweniger ist die Temporalregion bei dem Original von Goldfuss immer noch mehr tiger- als löwenähnlich." Diese Beobachtung kann ich vollauf bestätigen. Von *Felis spelaea* Goldfuss aus Gailenreuth besitze ich eine sorgfältige Originalzeichnung in natürlicher Größe von der Seite. Sie wurde nach einem gut erhaltenen Schädel in der paläontologischen Lehrsammlung des Münchener Geologischen Instituts 1905 von mir angefertigt. Hier beträgt nun die Länge von der Prämaxillarsymphyse vorn bis zum Processus supraorbitalis 21 cm. Die Strecke vom tiefsten Punkte eben dieses Fortsatzes nach dem äußersten Punkte des Hinterhauptkammes (Inion) mißt bei demselben Schädel 16 cm, ist also um 5 cm kürzer als die vordere Strecke. Die entsprechenden Maße nach Wurms Abbildung (t. 3) betragen 24:22. Also nur 2 cm Differenz gegenüber 5 bei *Felis spelaea.*

Der Unterschied beider Großkatzenschädel kommt auf Rechnung der gestreckteren Temporalregion beim „Löwen" von Mauer.

Wurm fährt fort pag. 91: „Die Schädel der englischen Höhlenlöwen stimmen in allen morphologischen Merkmalen mit den rezenten Löwen überein; sie zeigen, wenigstens nach den Abbildungen, die Verlängerung und Kompression der Temporalregion nicht. Die Löwen der französischen Höhlen gleichen nach Boule, und soviel man aus Abbildungen entnehmen kann, vollständig den englischen. Wenn wir zu einem abschließenden Urteil über die systematische Stellung des fossilen Katzenschädels von Mauer kommen wollen, so ist zweierlei zu erwägen. Einerseits verweist ihn das rein quantitative Ueberwiegen der leoninen Charaktere unbedingt in die Ahnreihe des Löwen, anderseits bringt ihn die Beschaffenheit der Temporalregion, der in der Gesamtbewertung der Charaktere eine wichtige Rolle zukommt, in Beziehung zum Tiger."

Wichtig und ganz im Sinne der Notwendigkeit eines besonderen Namens für die Großkatze von Mauer: *Felis leo* var. *Wurmi* Freudenberg 1913, ist auch das Folgende:

Insbesondere ist es *Felis arvernensis* Croizet, die in der Richtung des Tigers vom Löwen abweicht, gleichwohl aber Ahne des Löwen ist. Die vermittelnde Zwischenform ist eben der Löwe von Mauer aus der Konglomeratlage, welche die Mandibula des *Homo Heidelbergensis* geliefert hat. Wie schon Wurm hervorhebt, dürfte eine Ueberschwemmung, als Folge eines mit starken Gewittern verbundenen Wolkenbruches, die Todesursache von Tier und Mensch gewesen sein. Niederfallende Bäume mögen mitgewirkt haben an der Vernichtung der größeren Säugetiere.

Wurm sagt pag. 92: „Als Stammvater des diluvialen Löwen ist vielfach, so von Boule, *Felis arvernensis* aus dem Pliocän von Italien und der Auvergne genannt worden. Portis[1]) beschreibt

1) A. Portis, Di due notevoli avanzi di carnivori fossili dei terreni tufacei di Roma. Bol. Soc. geol. Ital. Vol. 26. 1907. pag. 63—86.

von Monte Sacro in der Nähe von Rom einen Schädel dieser Katzenart, der sich aber in seiner morphologischen Gesamtausbildung mehr dem Tiger als dem Löwen nähert. Der gracilere, gestrecktere Schädelaufbau, die verlängerte Form der Nasalöffnung, das Uebergreifen der Nasalia über die Praemaxillarprocessus erinnern durchweg an Tiger. Die Profillinie des Unterkiefers zeigt allerdings konvexen Verlauf und deckt sich mit der des südafrikanischen Löwen.

Auch nach Fabrinis Ansicht vereinigt *Felis arvernensis* einen tigerähnlichen Schädel mit einem Löwenunterkiefer. Jedenfalls steht aber Boules Ansicht dazu in schroffem Gegensatz, und nicht, wie Portis meint, damit in Uebereinstimmung. Boule glaubt, daß der Schädel der Katze von Olivola im Val Magra (*Felis arvernensis*) in allen wesentlichen Charakteren einem leoninen Typus entspreche. Es stehen sich hier zwei Ansichten gegenüber, so daß es recht schwer ist, ein richtiges Urteil über die Abstammung von *Felis arvernensis* zu bekommen. Vielleicht sind es überhaupt zwei ganz verschiedene Arten, die den Untersuchungen von Fabrini und Portis einerseits und denen von Boule andererseits zugrunde liegen. Ich möchte es deshalb dahingestellt sein lassen, ob *Felis arvernensis* als Ahne des Höhlenlöwen zu betrachten ist, zumal sich nach Portis in den Tuffschichten von Rom Reste von „*Felis leo* (var. *spelaea*)“ mit *Felis arvernensis* zusammen fanden. Derartiger Synchronismus ist zwar noch lange kein Gegenbeweis, mahnt aber immerhin zur Vorsicht.“

Eine weitere tigerähnliche Rasse des Pliocäns kennen wir aus Indien. Ich zitiere hier wieder Wurms Arbeit pag. 97: „In seiner Monographie der Siwalik-Fauna beschreibt Lydekker (pag. 326) als *Felis cristata* Falc. and Caut. 3 Schädel einer großen Katze, die nach dem Autor nahe Beziehungen zum Jaguar und Löwen zeigt, sich aber durch verschiedene Merkmale, die starke Entwicklung der Sagittalcrista, kürzere Schnauze und abweichenden Bau der Glenoidalregion als selbständige Art zu erkennen gibt. Die Nasalia reichen fast bis zu den Enden der Maxillarprocessus, diese sind abgestumpft. Schon Brandt weist auf die nahe Verwandtschaft der Siwalik-Katze mit dem Tiger hin, und Boule (1906. pag. 26), dem Gipsabgüsse zur Verfügung standen, hebt hervor, daß das Schädelprofil, die konvexe Stirn und die Anordnung der Frontonasal-Maxillarsuturen große Aehnlichkeit mit dem Tiger zeigen. Man dürfte deshalb wohl nicht fehlgehen, wenn man *Felis cristata* als direkten Vorfahren des heutigen Tigers betrachtet.“

Das Ueberwiegen tigerähnlicher Großkatzen im Pliocän und Altquartär vor dem typischen Löwen ist meiner Meinung nach so zu erklären, daß *Felis tigris* als die *Dinictis*-ähnlichere, darum primitivere Katzenform zu betrachten ist, während der Löwe in höherem Maße zu *Felis* s. str. gehört als der Tiger. Ganz entsprechend sind in Nordamerika die typischen Felidae aus *Dinictis*-ähnlichen Vorfahren hervorgegangen (die im ganzen den Machairodontidae näher standen als die Felidae den Säbelzahnträgern), und so erfährt auf europäisch-asiatischem Boden die diphyletische Ableitung der Felidae s. l. durch Matthew[1]) eine Bestätigung. Auf beiden Weltteilen, der alten wie der neuen, behält *Felis* die Oberhand, der altertümliche *Machairodus* verschwindet gleichzeitig mit der Vernichtung der diluvialen Dickhäuter.

Ein unteres Bruchstück einer linken Felidentibia ist merkwürdiger durch die Besonderheiten seiner Größe und Gestalt. Es stammt aus den Phosphatablagerungen von Tavel. Es wird im Geo-

1) W. D. Matthew, The phylogeny of the Felidae. Bull. of the American Museum of Natural History. Vol. 28. New York 1910. No. 24. pag. 289—316. f. 1—15.

logischen Institut zu Lyon aufbewahrt und wurde von Ch. Depéret erwähnt in Comptes rendus de l'Académie des Sciences. Paris 1895 mit den Worten: „Plus petite que le lion, bien plus grand que le panthère". Ich verglich das Stück, das ich in Lyon von Prof. Depéret zur Untersuchung erhielt, mit dem Distalende der Tibia von *Machairodus latidens* von Hundsheim, mit dem es zwar in der Größe, aber nicht in der Form übereinstimmt. Die Gestalt ist dadurch bemerkenswert, daß der äußere untere Fortsatz (es handelt sich um eine rechte Tibia) nach unten stark ausgezogen ist, so daß die distale Gelenkfläche in der Summe ihrer Teile sehr schief steht auf der Längsachse des Knochens.

Für *Cynailurus* ist diese Form viel zu stark, hingegen könnte *Felis arvernensis* vorliegen. Breite schräg unten 39 mm, Mitte 22 mm.

### *Felis pardus* var. *tulliana foss.*

Vom Leoparden, der großen Form aus Kleinasien wahrscheinlich nahe verwandt, haben sich in Hundsheim nur unzusammenhängende Reste gefunden.

Der sicherste Rest eines großen Leoparden in der Hundsheimer Fauna ist ein $P^3$ des linken Oberkiefers. Die Länge der Krone beträgt 18 mm, die Höhen der 3 von vorn nach hinten aufeinander folgenden Spitzen sind 6,5, 11,0, 7 mm. Die Breite des Protokons ist 6,5. Die Wurzeln sind 16 und 17 mm lang. Der Zahn ist auf Taf. XVIII [XLVI], Fig. 2 an dritter Stelle von links oben abgebildet. Die entsprechenden Maße des rezenten *F. pardus* aus Deutsch-Ostafrika (E. Fraas. 1907. Mhonda, Nguru) sind, wie folgt: 15, 4,5, 9, 6,3, 6 (Breite hinten 7).

Die Länge des Oberkieferreißzahnes beträgt 23,8, die größte Breite 11,5 mm, also durchweg schwächer als die Form von Hundsheim. Ein knopfförmiger oberer $P^2$ wird unter einem $I_3$ von *C.* cfr. *neschersensis* auf Taf. XVIII [XLVI], Fig. 2 (k) abgebildet.

Vom Panther aus Taubach hatte ich einen Reißzahn des linken Oberkiefers zur Untersuchung welchen mir Herr Professor Johannes Walther freundlichst zur Untersuchung überließ. Ich konnte den Rest im Museum für Naturkunde zu Berlin mit einem Panther aus Ostafrika vergleichen, dessen Maße ich an zweiter Stelle hier anführe. Größte Länge des Zahns 26,4 : 25,6, Länge des Vorderzackens 4,6 : 5,2, Länge des Hauptzackens 10,0 : 10,0. Länge des Talons 11,0 : 9,5. Größte Breite vom Innentuberkel zum Außenrande vorn 12,7 : 12,4, Breite in der Mitte 9,5 : 9. Höhe des Mittelzackens, am Außenrande gemessen, 14 : 12,8.

Auf Taf. XIX [XLVII], Fig. 6 bringe ich eine Abbildung des Zahnes. Ferner bringe ich ein Scapholunare eines großen Feliden aus Hundsheim zur Abbildung (Taf. XIX [XLVII], Fig. 5), welches zu klein ist für *Machairodus*, aber zu *Felis tulliana*, dem großen vorderasiatischen Panther, gehören mag. Ich verglich es im Museum für Naturkunde zu Berlin mit einem großen Panther aus Afrika, dessen Maße ich jeweils an erster Stelle hier anführe. Größte Breite des Vorderrandes 21 : 28, größte Tiefe in der Mitte, von vorn nach hinten, 13 : 15. Größte Breite am Hinterrande (einschließlich des nach hinten-innen gerichteten Tuberculums („e" bei Dawkins und Sandford, t. 20) 26 : 31. Die größte Breite vorn mißt bei *Felis tigris* (transkaspischer, kleiner Steppentiger, Berlin) 39 mm und 42 bei dem gleichen Knochen des *Machairodus*, 48 bei *Felis spelaea* (nach Dawkins und Sandford, t. 20 f. 1). Das Scapholunare des *Machairodus* ist (von oben gesehen) auf Taf. XVIII [XLVI] dargestellt. Es weicht in der Form des rückwärtigen Fortsatzes wesentlich von *Pardus* ab und ist um $^1/_3$ größer als diese Species.

Schmerling (l. c.) bildet in T. 2. t. 18 f. 19 ein Scapholunare ab, welches hinten 31 mm in

schräger Breite mißt, also ebenso viel wie das Hundsheimer Fossil. Im übrigen gleichen die Reste der *Felis antiqua* aus den Höhlen der Umgebung von Lüttich viel mehr denen „eines mittelgroßen Panthers“ als den großen Tieren von Hundsheim und Südfrankreich. Vgl. Schmerling, T. 2. pag. 86—92.

Auf Taf. XVIII [XLVI], Fig. 2 bringe ich in $^1/_2$ nat. Größe ein linkes Metacarpale IV und ein rechtes Metatarsale III von *Felis pardus*, ferner das linke Metatarsale III von *Machairodus latidens*. Von weiteren Metapodien des *Machairodus* bilde ich in $^1/_2$ nat. Größe auf derselben Tafel Fig. 1 einen rechten Metacarpus ab, zu dem auch das linke Gegenstück vorhanden ist. Von *Felis pardus* liegt sonst noch ein rechtes Metatarsale II, ein rechtes Metatarsale V und ein rechtes Metacarpale III vor, die ich jedoch nicht abgebildet habe wegen ihres fragmentären Zustandes. Es sind je 3 proximale und distale Enden vorhanden.

| *Felis pardus* (Hundsheim) | Metacarpale IV links | Metatarsale III rechts |
|---|---|---|
| Größte Länge | 94 | 94 |
| Breite oben | 16 | 18 |
| Tiefe oben | 18 | 23 |
| Breite, Mitte | 11 | 12 |
| Tiefe, Mitte | 10,5 | 9 |
| Breite unten | 14 | 15 |
| Tiefe unten | 15 | 15 |

Die Länge dieser Knochen ist etwa um $^1/_4$ größer als beim rezenten Leopard (Tübingen, Zoologisches Institut). Die proximalen Enden der Metapodien sind viel scharfrandiger und stärker nach rückwärts gebogen als bei *Machairodus* von Hundsheim. Dieser ist viel plumper gebaut, hat dickere Gelenke und ähnelt hierin mehr dem Tiger oder Löwen. Von Phalangen bringe ich nur eine Endphalange neben zwei analogen des *Machairodus* zur Abbildung auf Taf. XVIII [XLVI], Fig. 1 und eine sehr typische erste Phalange unter einer solchen von *Machairodus* auf derselben Tafel Fig. 3 (e), während ich auf Taf. XVIII [XLVI], Fig. 1 (von f bis i) 4 erste Phalangen von *Machairodus*, und schräg darunter ebenso viele zweite Phalangen desselben Tieres abbilde. Von *Pardus* fanden sich keine sicheren zweiten Phalangen.

Die eingangs erwähnte erste Phalange des Hundsheimer Leoparden kann ich mit einer ganz ähnlich geformten des diluvialen Luchses (Sirgenstein im oberen Donautal, Ausgrabung von R. R. Schmidt in Vergleich bringen.

| | *Pardus* | *Lynx* |
|---|---|---|
| 1. Größte Länge | 39 | 32 |
| 2. „ Breite oben | 15 | 12 |
| 3. „ „ in der Mitte | 10 | 7 |
| 4. „ „ unten | 13 | 9 |

Die Maße der letzten Phalange für *Pardus* wurden den Abbildungen entnommen.

| | *Pardus* |
|---|---|
| Größte Länge | 21 |
| „ Höhe | 12 |

Im Tübinger Zoologischen Institut befindet sich ein Pantherskelett, Mamm. 201, an dem ich 23 Schwanzwirbel zählen konnte. Der 16. stimmt mit einem Wirbel aus Hundsheim überein, der 33,5 mm lang und 7,5 mm hoch ist. Es ist schlanker als der entsprechende des *Machairodus* (siehe Taf. XVI [XLIV], Fig. 13), dessen Enden vorn wie hinten stärker verdickt sind als bei *Pardus*.

Von sonstigen Ueberresten des Leoparden möchte ich eine Fußwurzel beschreiben, die ich im

Juli 1906 in Hundsheim ausgrub und dem k. k. Hofmuseum in Wien übergeben habe, zusammen mit den entsprechenden Knochen des *Machairodus,* welche ich gleichfalls durch eigene Nachforschungen in Hundsheim gewann. (Vgl. hierzu die übereinander dargestellten Knochen von *Pardus* oben und *Machairodus* unten, Taf. XVIII [XLVI], Fig. 3 [h u. i]).

Der Astragalus von *Felis pardus* hat einen relativ längeren Hals für die Facies navicularis, als das Sprungbein des *Machairodus.* Die Länge des ganzen, die genannte Facette an seiner Abstutzung tragenden Fortsatzes beträgt bei *Pardus* wie *Machairodus* 14 mm. Die gesamte Tiefe des Astragalus mißt bei *Pardus* 40 mm, bei *Machairodus* 45 in der nämlichen Richtung.

| | *Pardus* | | *Machairodus* |
|---|---|---|---|
| Die größte Breite der besagten Gelenkfläche für das Naviculare ist | 22 | gegen | 31 |
| „ „ Höhe „ „ „ „ „ „ „ „ | 14 | „ | 21 |
| „ Tiefe der tibialen Gelenkfläche des Astragalus ist in der Mittelfurche | < 22 | „ | 33 |
| „ Breite „ „ „ „ „ „ „ „ „ | 22 | „ | 31 |
| „ größte Breite der distalen Gelenkfläche des Astragalus ist von rechts naeh links | 31 | „ | 37 |

Die Naviculare von *Pardus* und von *Machairodus* ergibt folgende Maße:

| | *Pardus* | *Machairodus* |
|---|---|---|
| Tiefe (vorn, hinten) | 26 | 33 |
| Breite (links, rechts) | 29 | 30,5 |
| Höhe (oben, unten) | 10 | 13—15 |

Das Naviculare von *F. pardus* ist im Verhältnis stärker quer gedehnt.

Der Calcaneus von *F. pardus* desselben Individuums ist in der Medianebene 69 mm tief. Die queren Breiten an den markantesten Stellen betragen neben den entsprechenden Höhen:

| Breite | Höhe |
|---|---|
| 23,5 | 19,5 |
| 27,5 | 30,5 |
| 13,0 | 24,0 |
| 19,5 | 21,5 |

Vom Panther wie von *Machairodus* liegt ein äußeres Cuneiforme III aus Hundsheim vor. Das vom Panther wurde auf Taf. XVIII [XLVI] abgebildet, links von dem schönen Tarsus. Das Hinterende des Knochens steht nach oben, die vordere Facette nach unten. Die Facette für das Metatarsale liegt in der Bildebene. Bei den entsprechenden Knochen des *Machairodus* fehlt der hintere Fortsatz, weshalb er nicht abgebildet wurde und auch in den Maßen unberücksichtigt blieb. Die Stücke, welche hier verglichen werden, gehören beide der linken Seite an.

Die Tiefe (vorn-hinten) bei dem dargestellten Ectocuneiforme des *F. pardus* beträgt ohne den genannten Fortsatz 20,0 (und 28,0 mit diesem Fortsatz). Das entsprechende Maß bei *Machairodus* (ohne den Fortsatz) ist 25,5, also $^1/_5$ mehr als bei *Pardus.* Die quere Breite mißt bei *Pardus* 14, die von *Machairodus* 17? Die Höhe = 13 gegen 15 (*Pardus* bzw. *Machairodus*).

Ein Metacarpus und ein Metatarsus von einem „starken Panther" werden von Harlé [1]) in seiner „Faune de la grotte à Hyènes rayées de Furninha et d'autres grottes de Portugal" angegeben. Den oberen Eckzahn von *F. pardus* von Das Fontainhas (Monte Junto) bildet Harlé 1912 auf t. 5 f. 2 ab in: Les mammifères et oiseaux quaternaires connus jusqu'ici en Portugal (T. 8 des „Communicaçoes" du Service géologique du Portugal. Lisbonne 1912. pag. 72: *Felis pardus* Linn.)

Das gleiche Vorkommen des Panthers, nördlich von Lisabonne, wurde von Harlé in „Faune

1) Bull. de la Soc. géol. de France. Sér. 4 T. 9. 1909. pag. 93.

de la grotte Das Fontainhas (Portugal)“ [1]) namhaft gemacht: „*Felis pardus* Linn. — Eine rechte Mandibel mit den Milchmolaren und eine ausgewachsene mit dem Eckzahn und dem Fleischzahn, ebenso ein Teil der linken Mandibel desselben Tieres und ein oberer Eckzahn. Sie gehören einem starken Panther an. Ich sehe keinen Unterschied der Größe oder einen sonstigen zwischen diesen Stücken und jenen des Panthers, welche ich aus verschiedenen Höhlen von Ariège besitze. Länge des Reißzahnes (unten): 21 mm“. Schmerling l. c. bildet in T. 2. t. 18 f. 9 eine Mandibel ab mit einem Reißzahn von 21 mm Länge (f. 12 und 10 haben hingegen eine Länge des Reißzahnes von nur 16 und 17 mm, könnten somit eher auf einen *Leopardus irbisoides* Woldřich bezogen werden). Ein linker oberer $P^4$ bei Schmerling (fig. 7) mißt 24 mm, d. h. 2,4 mm weniger als der gleiche Zahn aus Taubach, der in Halle im Geologischen Institut aufbewahrt wird.

Weitere Funde wurden im jüngeren Quartär Englands (Bleadon Cave und Banwell Cave gemacht [2]). Ein Naviculare eines „starken Panthers“ wird von E. Harlé [3]) aus „Hornos“ in „Faune quaternaire de la Province de Santander (Espagne)“ angegeben.

Vordem hat Busk [4]) in der Höhle von Genista in Gibraltar den Panther festgestellt (in: „On the ancient or quaternary fauna of Gibraltar“).

Ebenso wie in England, so dürfte auch in Italien der Panther (*Felis pardinensis* Croizet) [5]) dauernd seit dem Pliocän gelebt haben. Er wird uns aus Rom neben Luchs und Löwe (Pohlig l. c.) genannt (Pohlig, Ueber *Elephas trogontherii* in England, Monatsber. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 5. 1909. pag. 242—249).

Einem Schlosserschen Referat im Neuen Jahrbuch für Mineralogie entnehme ich eine weitere Angabe von *Felis pardus* in Italien durch E. Fabrini: In der Knochenbreccie von Serbaro, bei Romagnano di Valpantena (Provinz Verona) wurde neben einem Schädelfragment, Unterkiefer, oberem Eckzahn, Tibia und Halswirbel von *Felis spelaea* der Unterkiefer von *Felis antiqua* Cuv. gefunden, der mit *Felis pardus* verglichen wird. (Sopra due felis di Romagnano, Boll. de la Soc. geol. Ital. 14. II. pag. 164—169. 1 tav.) Es wäre interessant, die Lagerstätte in ihrem Verhältnis zur alpinen Vergletscherung zu untersuchen. Möglicherweise besteht eine nähere Analogie zur Moustérienstation am Wildkirchli, wo ja auch der Panther gefunden wurde (siehe unten).

Aus den Tscharyscher Höhlen führt F. Brandt „*Felis unzia* Schreb. Buff.“, den Schneeleoparden, an in: Neue Untersuchungen über die in den altaischen Höhlen aufgefundenen Säugetierreste, ein Beitrag zur quartären Fauna des russischen Reiches, von Akademiker F. Brandt, Bulletin de l'Academie impériale des Sciences de St. Pétersbourg. T. 7. pag. 366.

Auch in der Grotte de Mars bei Vence (Alpes maritimes) kam *Felis pardus* vor mit *Rhinoceros Mercki, Sus scrofa, Cervus elaphus, C. capreolus, Cuon europaeus, Canis lupus, Hyaena* sp., *Ursus* sp. sp., *Arctomys marmotta, Lepus cuniculus*; zitiert nach M. Boule, Le grands chats des cavernes (Ann. de Paléontologie. T. 1. Fasc. 1—2. Paris 1906).

1) Bull. de la Soc. géol. de France. Sér. 4 T. 8. 1908. pag. 462.

2) Dawkins and Sandford, British pleistocene Felidae. Palaeontograph. Soc. London. 1871. Part 4. pag. 177—180. t. 24 f. 1—5. Länge des Reißzahnes $M_1$ unten = 21 mm.

3) Bull. de la Soc. géol. de France. Sér. 4 T. 8. 1908. pag. 300.

4) Transactions of the Zoological Society of London. Vol. 10. Part 2. 1877.

5) Die von R. Owen, British fossil Mammals and Birds. pag. 169—171 beschriebene *Felis pardoides* aus red crag ist auf einen unteren $M_1$ von 18 mm Länge basiert. Diese Katze dürfte der *Felis pardinensis* entsprechen und Vorfahre des Leoparden der Jetztzeit sein.

Nachdem ich eingangs das Vorkommen von Pantherresten in der Knochenbreccie von Nizza und von Vence erwähnt habe, sind hier noch einige Funde nachzutragen, die auf die Verbreitung dieses Tieres während des Mitteldiluviums einiges Licht werfen: Hier ist zunächst der Unterkiefer zu nennen, den Marcell de Serres, Dubrueil u. Jeanjean beschrieben und abgebildet haben (t. 9 f. 1). Nach der kürzlich von Harlé[1]) vorgenommenen Revision der Fauna von Lunel-Viel bei Montpellier handelt es sich um Reste von wenigstens zwei Individuen des Panthers.

Auf die Pantherform, welche in Begleitung der mitteldiluvialen Fauna unter anderem auch am Wildkirchli am Säntis mit paläolithischen Artefakten des Monstérien gefunden wurde[2]), will ich nicht näher eingehen. Sie erhielt von Woldřich[3]) eine eingehendere Gegenüberstellung mit *Leopardus irbisoides*, der kleinsten Pantherform des Diluviums, welche zugleich die geologisch jüngste zu sein scheint. Die mittelgroße Form, welche seiner „Weidefauna" angehören dürfte, wird von ihm als *Leopardus pardoides* Woldřich (non Owen) bezeichnet. Sie scheint nur der Rasse, nicht der Subspecies nach vom großen mitteldiluvialen Panther verschieden zu sein. „Die Länge des Reißzahnes der Mandibel beträgt 20 mm und die der 3 Molaren zusammengenommen 49 mm. Die Länge der Backzahnreihe an den Alveolen für *Leopardus pardoides* Woldřich beträgt 50? gegen 45,0 bei *Leopardus pardus* (Hofmuseum Wien). Länge des Fleischzahnes an der Kronenwurzel 21? gegen 17,3 an dem Fossil, Dicke desselben 9,0 und 8,3. Länge des letzten Lückenzahnes $P_1$ (der vorderste ist ausgefallen) 17,0 : 15,2, Dicke desselben 5,5 : 8,1. — Längendurchmesser der Eckzahnalveole (vorn-hinten) 17,0 : 16,8 (des Zahnes an der Krone 15,5). Breitendurchmesser daselbst 12,0 : 10,8 (des Zahnes an der Krone 10,8). Länge des Kiefers am Hinterrande der Eckzahnalveole bis zum Vorderrande des $P_2$ = 10,0 : 12,9. Höhe des Kiefers vor dem $P_2$ 26,0 : 28,9. Höhe unter dem Fleischzahn 27,0 : 27,5. Größte Dicke unter dem Fleischzahn 14,0 : 15,0" (nach Woldřich l. c. pag. 8 Anm.).

Ganz ähnliche Verhältnisse, das Auftreten einer schwächeren jüngeren, und einer stärkeren, geologisch älteren Form (mit Breccien verwachsen), scheint Schmerling (l. c.) beobachtet zu haben, weshalb ich ihn hier wörtlich zitiere (pag. 86—87):

„Im folgenden werden wir den Beweis für das Vorhandensein kleinerer *Felis*-Arten, als wie die vorhergehende (*Felis spelaea*) es war, geben: Ein oberer Reißzahn ist in fig. 7 dargestellt. Seine Länge beträgt 24 mm. Einen unteren Eckzahn sieht man von der linken Seite auf fig. 8. Er ist 69 mm lang, und seine Krone hat an der Basis, von vorn nach hinten gemessen, 14 mm. Diese beiden Zähne wurden in der Breccie gefunden. fig. 9 und fig. 10 sind 2 Unterkiefer, die offenbar mit Recht auf getrennte Species bezogen werden. fig. 9 ist eine halbe Mandibel aus der Höhle von Chokier, mit Breccie verwachsen." Zum selben Tier gehört der $P^4$ fig. 7 und der obere C fig. 8, deren Maße ich hier ausführlich nach Schmerlings Beschreibung mitteile:

„Die Länge, vom Außenrande des Incisiven in der Mitte bis zur Mitte des Condylus, beträgt 15,7 mm, vom Hinterrande des Canin bis zum Vorderende des ersten Molaren 17 mm. Der von den

1) La *Hyaena intermedia* et les ossemens humatiles des cavernes de Lunel-Viel. Bull. de la Soc. géol. de France. 4. Sér. T. 10. 1910. pag. 46.

2) F. Bächler, Die prähistorische Kulturstätte in der Wildkirchli-Ebenalp-Höhle (Santisgebirge, 1477—1500 m ü. M.). St. Gallen 1907. 74 pp. 4 Taf. Ref. im Neuen Jahrb. f. Min. etc. 1908. Bd. 1. pag. 106—109 von E. Koken. Die Form wird als *Felis pardus* var. *spelaea* von E. Fraas bezeichnet, der die Bestimmungen vornahm.

3) J. N. Woldřich, Reste diluvialer Faunen des Menschen aus dem Waldviertel Niederösterreichs in den Sammlungen des k. k. Naturhist. Museums in Wien. Denkschr. d. math.-nat. Kl. d. Kais. Akad. d. Wiss. Bd. 40. Wien. 1893. pag. 7 ff. Anm. 1 (t. 2 f. 3, 4, 5) pag. 24. t. 4 f. 10; t. 5 f. 1—7.

Molaren eingenommene Raum beträgt 57 mm und die Weite vom Hinterrande des Fleischzahnes zur Mitte des Condylus mißt 76 mm. Das kleine Fragment des Unterkiefers, das von Cuvier t. 36 f. 5 abgebildet wird — es stammt aus Gailenreuth — und der Oberkieferzahn, fig. 4, aus der Knochenbreccie von Nizza (Cuvier, Recherches sur les ossemens fossiles. T. 7. pag. 453—454) haben, wenn das Maß dieses Autors richtig ist, derselben Art angehört. Das wären also die Reste der *Felis antiqua*, welche nach diesem Autor die Größe eines mittelstarken Panthers besaß.

Die Höhle von Goffontaine hat nur ein Kieferbruchstück geliefert, das zu sehr von dem vorhergehenden abweicht, als daß ich nicht alle seine Maße mitteilen müßte (siehe t. 17 f. 10). Die vorderen und hinteren Teile sind zwar verloren gegangen, wie auch der Eckzahn und die beiden ersten Molaren, aber der Reißzahn ist vollständig, und der Abkauungszustand dieses Zahnes zeigt mir zur Evidenz, daß dies ein Kieferstück von einem ausgewachsenen Individuum ist. Die Höhe des Kiefers hinter dem letzten Molaren beträgt 28 mm. Die Höhe vor dem ersten Molaren mißt 22 mm. Abstand des Hinterrandes der Caninalveole bis zum Hinterrande des Fleischzahnes 56 mm. Entfernung vom Hinterrande der Eckzahnalveole zum Vorderende der Alveole des vorhergehenden P = 12 mm. Die Backenzähne nehmen einen Raum von 43 mm ein. Länge des Fleischzahnes 16 mm."

Dann im folgenden: „da offenbar das Fragment kleiner ist als unsere *Felis antiqua*, schlage ich vorläufig den Namen *Felis prisca* für diese Art vor." Schmerling vergleicht sie mit *Felis issiodorensis*, dem Pliocänluchs, der jedoch einen schwächeren Wuchs aufweist. Ich stelle sie zur Seite der *Felis irbisoides* Woldřich.

Wir haben somit in dem Auftreten der Pantherrassen in einer stärksten, einer mittelstarken und einer schwächsten Rasse eine Analogie zu den Equiden des Mittel- und Jungquartärs, die in der Form des Taubacher großen Wildpferdes eine noch ganz an die Forestbed-, Süßenborn- und Mosbach-Pferde erinnernde starke Rasse bilden, um allmählich (im jüngeren Löß) durch eine mittelgroße, dann durch eine spezifisch verschiedene subarktische Steppenform verdrängt zu werden. *Leopardus irbisoides* ist die subarktische Varietät des zentralasiatischen Schneepanthers.

Ferner kennt man *Felis pardus* aus der Grotte des Balmes bei Villereversure (Grotte des Balmes: Matériaux pour l'histoire primitive 3. Sér. T. 3. 1886. pag. 241.)

E. Chantre[1]) nennt pag. 102: *Canis vulpes, Hyaena crocuta, Ursus spelaeus, Meles taxus, Gulo, Felis leo, Felis pardus, Elephas primigenius, Elephas intermedius, Rhinoceros tichorhinus, Equus caballus, Sus scrofa, Cervus elaphus, Cervus megaceros, Cervus tarandus, Bos primigenius, Lepus cuniculus, Lepus vulgaris, Arvicola terrestris, Arvicola amphibius* L., *Arctomys marmotta, Talpa* sp., *Aquila* sp., *Pyrrhocorax* sp. — In einer Seitennische Bruchstücke von Zähnen des *Elephas meridionalis* (wohl *trogontherii?*). — Die Fauna erinnert an jene vom Wildkirschli.

In neuester Zeit hat Th. Kormos über das Vorkommen des Panthers in Ungarn geschrieben [*Canis (Cerdocyon) Petényii* n. sp. und andere interessante Funde aus dem Komitat Baranya, t. 6—7. Mitt. a. d. Jahrb. d. Kgl. ungar. Geol. Reichsanst. Bd. 19. Heft 4]. „Jener Panther, welchen Gervais (in Zool. et Pal. générale. Sér. 2. pag. 67. t. 23; Zool. et Pal. françaises. p. 228. und Recherches sur l'ancienneté de l'homme et la période quaternaire. Paris 1867. pag. 67. t. 13) aus der Höhle von Mialet erwähnt, und dessen einzelne Knochen (Metacarpale II—V, Astragalus etc.) er in seinem Aufsatze in zur Hälfte verkleinerten Figuren zum zweiten Male reproduziert, dürfte (ebenso wie jener aus Stram-

1) L'Homme quaternaire dans le Bassin du Rhône. Annal. de l'Univ. de Lyon. Nouvelle Série. Fasc. 4. Paris-Lyon. 1901. pag. 102

berger Höhlen) kleiner gewesen sein als das Csarnótaer Exemplar [Astragalus von Csarnóta ist 37 mm hoch, 31 mm breit gegenüber 34 und 28 an dem Tier von Stramberg, das Scaphoid ist auf der Oberseite beim ersten Tier 25 : 18, beim zweiten 25 : 16 mm]. Dies erhellt aus dem Verhältnis der Mittelhandknochen. Falls nämlich das Maß der Verkleinerung bei GERVAIS richtig ist, so ist Metacarpale II = 63, Metacarpale III = 71 und Metacarpale V = 57 mm. Demgegenüber ist beim Panther von Csarnóta Metacarpale II = 75, Metacarpale III = 86 und Metacarpale V = 69 mm lang. Letztere sind also beträchtlich größer als die ersteren. Bezüglich des Astragalus besteht hingegen kaum ein Größenunterschied (t. 6)." Der Panther von Csarnóta ist wohl auch *Felis tulliana*.

***Felis lynx*, *Felis chaus*, *Felis issiodorensis*** fehlen zwar unserer Fauna, aber trotzdem ist nach NEHRING, wohl als Begleiter der *Hystrix*, gelegentlich der Sumpfluchs in deutschen Höhlen gefunden worden. NEHRING schreibt in seinem Aufsatze: Ueber das fossile Vorkommen von *Canis karagan*, *C. corsac*, *Felis manul*, *Felis chaus* (Ges. naturf. Freunde Berlin, Sitzung 16. IV. 1889) folgendes: „Ich besitze eine wohlerhaltene echte fossile Tibia einer (erwachsenen) Katze aus der Höchshöhle bei Neumühle in Bayrisch Oberfranken (vgl. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1880. pag. 481), welche in ihren Dimensionen über diejenigen der stärksten mir bekannt gewordenen Tibien von *Felis catus* wesentlich hinausgeht." Dieselbe dürfte wohl auf *F. chaus* GÜLDENSTÄDT oder auf *F. servalina* SEVERTZ. oder eine ähnliche Art zu beziehen sein. Ich stelle ihre Dimensionen mit denen einer *Felis chaus* und zweier deutscher Wildkatzen zusammen.

| Dimensionen in mm | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | Fossile Katze aus der Höschshöhle | *Felis chaus* ad. Landw. Hochschule No. 2206 | *Felis catus* ♂ ad. sehr stark Solling | *Felis catus* ♀ ad. Göttingen | *Felis catus* WOLDŘICH, Zuzlawitz etc. III. pag. 41 | |
| Größte Länge der Tibia | 164 | 160 | 140 | 133 | 100 | *Felis lynx* vom Sirgenstein |
| „ Breite des oberen Gelenkteiles der Tibia | 26,5 | 26 | 22,6 | 21,5 | 16,2 | |
| Größte Breite des unteren Gelenkteiles der Tibia | 17,5 | 17 | 15 | 14,5 | 13 | 26 |

Es kann hiernach keinem Zweifel unterliegen, daß drei verschieden große Typen von kleineren Katzen im Diluvium vorkommen, deren mittlerer der lebenden Wildkatze (inkl. *Felis fera* BOURG. und *F. magna* BOURG.) zugehören, deren kleinster auf *F. manul* zu beziehen ist und bei WOLDŘICH als *Felis minuta* BOURG. und *F. catus* BOURG.[1]) angeführt wird. Die größte Form gehört jedoch bereits in die Familie der Luchse, und zwar zu einer anderen Art, als die große Luchsform vom Sirgenstein, deren unteres Gelenkende genau doppelt so stark ist, wie das der jungdiluvialen Steppenkatze. Das Fragment vom Sirgenstein wurde in Schicht 7, also ziemlich tief in der Höhlenfüllung aufgefunden.

Aus Schicht 4 derselben Grabung besitzt das Tübinger Geologische Institut das obere Ende einer Ulna, welches bei ganz dem gleichen Erhaltungszustande auch offenbar derselben Species, dem starken Diluvialluchs, angehört. Ich bringe es mit dem analogen Bruchstück des von der radialen Seite gesehenen Bruchstückes von *Felis catus* aus Bleadon Cave in Vergleich, das von DAWKINS und SANDFORD t. 24 f. 9 abgebildet wird. An dem Fragment vom Sirgenstein reicht die Furche zwischen Hinter-

1) J. R. BOURGUIGNAT, Histoire de Felidés fossiles en France dans les dépôts quaternaires. Paris 1879. 4°. (Zitat nach ZITTEL.)

kante und Vorderkante nicht hinein ins Olecranon, sondern bildet eine spitz-bogenförmige Nische in der Höhe der Facies sigmoidea, wo diese sich dem Hinterrande des Knochens am meisten nähert.

| Maße der Ulna in mm | Sirgenstein | Bleadon Cave |
|---|---|---|
| Breite des Processus olecrani | 21 | 11 |
| Geringste Breite an der oben bezeichneten Stelle | 13 | 8 |
| Größte quere Breite vom Unterrande der Facies sigmoidea nach hinten | 22 | 15 |
| Breite kurz unter den Gelenkflächen am Schaft | 19 | 12 |
| Höhe des Olecranon von dem Oberteile der F. sigmoidea zur vorderen Spitze des Olecranon | 14 | 13,5 |

Das auf der gleichen Tafel fig. 7 von DAWKINS und SANDFORD dargestellte Femuroberende scheint mir eher zum Luchs als zur Wildkatze zu gehören. Die Stärke des Schaftes stimmt gut mit dem Luchs aus dem Sirgenstein überein, sofern man überhaupt die Diaphyse eines Femur mit der einer Tibia vergleichen kann. Nach Analogie mit *Felis spelaea* scheint dies allerdings erlaubt. Wir hätten somit wahrscheinlich auch im englischen Diluvium den Luchs vertreten.

Außer dem Luchse von kräftigem Wuchs, der in den tieferen Schichten des Sirgensteins (IV bis VII) vorkommt und durch graugelbe Färbung mit anhaftendem dunklem Höhlenlehm (aus der niederschlagsreichen Periode der letzten Eiszeit) ausgezeichnet ist, kommt in Schicht II, also ganz oben im Diluvialprofil der bekannten Lokalität eine kleine Luchsform vor, welche wahrscheinlich mit der von NEHRING aus der Höschshöhle bei Neumühl in Oberfranken angegebenen übereinstimmt. Dies Stück ist durch einen schwärzlichgrauen Zustand der Erhaltung ausgezeichnet und besitzt nicht die Kompaktheit und Schwere der Knochen aus den tieferen Schichten der Höhle. Die Matrix ist ein hellgelber, äußerst feiner äolischer Löß, kein Höhlenlehm, und somit wahrscheinlich dem jüngsten oder postglazialen Löß gleichaltrig, der zur Zeit der Achenschwankung in der „*Lagomys pusillus*"-Steppe, deren Fauna uns aus dem Hohlestein im Lonethal so reichlich überkommen ist, abgelagert wurde.

Unser Steppenluchs aus dem Sirgenstein ist durch einen einzigen linken Unterkiefer vertreten, der zwar jung, doch völlig erwachsen gewesen ist. Dafür spricht die vollkommene Entwicklung des Gebisses. Die Zähne selbst sind nachträglich ausgefallen, doch kann man aus den Alveolen ihre Größe erschließen. Die Alveole des $M_1$ ist nur 13 mm lang, die des $P_4$ 11 mm. An der Alveole des $P_3$ ist der Kiefer durchbrochen, so daß die Symphyse mit dem Schnauzenteil fehlt. Ebenso ist schon vor der Einbettung der Processus coronoideus mit dem Kieferwinkel und dem Gelenk für den Unterkiefer abgebrochen. Ich bringe einige Maße des Fragments im Vergleich mit rezenten Sumpfluchsen [nach NEHRING[1])] und dem rezenten Waldluchs[2]), sowie mit der fossilen *Felis pardina* OKEN aus Lunel-Viel nach HARLÉ[3]), und einem Luchskiefer, wohl der postglazialen Waldzeit angehörig, aus Yew Tree Cave in England [nach DAWKINS and SANDFORD[4])]. In dem Steppenluchs vom Sirgenstein haben wir

1) A. NEHRING, Ueber altägyptische Katzen von Bubastis, Beni Hassan und Sint. Verh. d. Berl. Anthropol. Ges. 20. Juli 1889. Maßtabelle am Schluß der Arbeit. Derselbe: Ueber einen neuen Sumpfluchs (*Lynchus chrysomelanotis* n. sp.) aus Palästina. Sitzungsbericht d. Ges. naturf. Freunde zu Berlin. 17. Juli 1902. Maße pag. 127.

2) J. N. WOLDŘICH, Reste diluvialer Faunen und des Menschen aus dem Waldviertel Niederösterreichs. L. c. pag. 571 Anm. 1.

3) E. HARLÉ, La *Hyaena intermedia* et les ossemens humatiles des cavernes de Lunel-Viel. pag. 46. (Abbildung der „*Felis servaloides*" bei M. DE SERRES, DUBREUIL et JEANJEAN. t. 9. pag. 115—118.)

4) DAWKINS and SANDFORD. Pleistocene Felidae. t. 23.

eine Analogie zu *Felis manul*, der Steppenkatze. Der kleine Luchs von Lunel-Viel ist die spanische Steppenform.

| in mm | *Felis lynx* Woldř. | *F. chaus* (Nehring) | | *F. pardina foss.* (Harlé) | | | *Felis sp.* Sirgenstein II | *Felis lynx* England |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Länge der unteren Backzahnreihe | 35 Krone | 30 | 29,5 | 32 | 33 | Alveolen | ca. 33—34 | 39 |
| | | 29 | 27,5 | | | | | |
| Länge des unteren Reißzahnes | 15,0 | 11,3 | 11 | 13,5 | 13,3 | 15 | 13,5 | 17 |
| | | 10 | 10,5 | | | | | |
| Dicke des Kiefers ebenda | 18,1 | — | | — | | | 9 | 11 |
| Höhe des Kiefers ebenda | 19—20 | — | | — | | | 16,5 | 20 |
| Entfernung vom Foramen mandibulae innenhinten zum Vorderrande des $P_4$ | — | — | | — | | | 33 | 47 |

Die wahrscheinliche Gesamtlänge des Unterkiefers bis zur Mitte des Hinterrandes des Condylus ist ca. 90 mm, da der Kiefer offenbar weniger gestreckt ist als bei dem englischen Luchs; hier ist dies Längenmaß: 107 mm gegen 92,6 bzw. 85 bei *Felis chaus* (Nehring).

Der südeuropäische Luchs hat seine Vorläufer in den mittelgroßen bis kleinen Pliocänkatzen[1]), welche wohl zu den nordafrikanischen Luchskatzen die nächste Beziehung aufweisen. Sie sind wesentlich schwächer als die nordeuropäische und mitteleuropäische *Felis lynx* Linné, haben aber mit den südeuropäischen Formen mehr Aehnlichkeit, so im Fehlen eines Talons am $M_1$ und in der geringeren Statur. Von Interesse für das mitteleuropäische Diluvium ist die Beschreibung zweier Luchszähne und deren Abbildung durch W. v. Reichenau (l. c. pag. 311—312. t. 14 f. 2a—2b). Der untere Reißzahn gleicht im Profil auffallend dem einer allerdings kleineren *chaus*-Katze mit den hochgeschwungenen Zacken der zweiteiligen Krone, welche ich im Zoologischen Museum zu München besichtigen konnte. Das dort montierte Skelett stammt aus Sindh und ist durch Schlagintweit gesammelt worden. Der bayrische Luchs desselben Museums hat einen viel gedehnteren, auch relativ niedrigeren $M_1$ mit deutlichem Talon und ist ca. $^1/_3$ größer.

Wir dürfen aus der formellen Uebereinstimmung der Mosbacher Luchskatze mit *Felis chaus* mit einiger Sicherheit schließen, daß der Luchs von Mosbach nicht die Ahnform des mittel- und nordeuropäischen Luchses ist, sondern die seines südlichen Vetters, vielleicht der *Felis pardina* Oken, die E. Harlé in Südfrankreich und in Portugal[2]) fossil aufgefunden hat. Wir haben also wieder die Beziehung einer fossilen Säugetierform aus den Mosbacher Sanden mit einer iberischen Species, wie wir dies schon so oft nachweisen konnten. Wahrscheinlich ist der Luchs des Kaukasus dem der Pyrenäen ähnlich.

---

1) Croizet et Jobert, Ossemens fossiles du Puy-de-Dôme. I. pag. 198 *(Felis media)*, und de Blainville, Ostéographie des Mammifères. T. 2. Fasc. 11. pag. 146. Abb. Atlas. t. 16. der Gattung *Felis*. Die Formen der Auvergne sind: *Felis brevirostris* (Caracal), *F. issiodorensis* (Luchs), *F. pardinensis* (Leopard) und *F. arvernensis* (Löwe). Die Feliden des Val d'Arno hat E. Fabrini bearbeitet in: La Lince del Pliocene Italiano (Palaeontographia Italica. Vol. 2. 1896 pag. 1—24. 3 Taf.). Nach ihm ist *F. issiodorensis* mit *Caracal brevirostris* Dép. und *Felis leptorhina* identisch. *Felis Christoli* Gervais aus dem Mittelpliocän von Montpellier und *F. attica* Wagner sind Luchs bzw. Sumpfluchs. Die Feliden des Mont Perrier kommen auch im Val d'Arno vor, wie uns die Arbeit von Forsyth Major (L'ossario di Olivola, Soc. toscana di Scienze. 1890. pag. 65) belehrt. Nach M. Boule (Description de l'*Hyaena brevirostris* etc., l. c.) hat man im Val d'Arno (Olivola) *Felis brevirostris*, *F. issiodorensis*, *F. pardinensis* und *F. arvernensis* gefunden.

2) E. Harlé, Faune de la grotte à Hyènes rayées de Furninha et d'autres grottes de Portugal. Bull. de la Soc. géol. de France. Sér. 4. T. 9. 1909. pag. 85.

## Nachtrag zu *Felis issiodorensis* (Croizet) De Blainville.

W. v. Reichenau hat 2 Unterkieferzähne eines Steppenluchses zu dieser Form gestellt (pag. 311—312 seiner Carnivoren-Arbeit. Offenbar ist das französische Fossil nahe verwandt mit „*Felis issiodorensis*“ von Mosbach. Dafür spricht die relative Schmalheit des Zahnes und der breite Ausschnitt zwischen vorderer und hinterer Fleischschere des $M_1$

„Die Breite des in der Längsrichtung größeren *Issiodorensis*-Zahnes ist geringer als die des kürzeren Luchszahnes, die Länge desselben = 100, ergibt für *Issiodorensis* die relative Breite von 38,7 Proz., für *lynx* 41,2—46,3 Proz. Leider ist bei *Lynchus issiodorensis* Croizet die Dicke des Zahnes nicht angegeben, nur die Länge ist bei Croizet pag. 198 gemessen zu 16, 15, 16 mm in 3 Exemplaren, 16 mm ist auch die Länge von 2 Reißzähnen der *Felis brevirostris*. Doch ist hier die Form des Reißzahnes eine ganz andere. Sie ist lang, niedrig und mit Talon versehen und gleicht einem europäischen Waldluchs[1]), während *Lynchus issiodorensis* der *Felis pardina*, dem iberischen Luchs durch seine hohen Zacken und den fehlenden talonartigen Anhang entspricht. Der Luchs von Mosbach gehört nach seinem ganzen Bau nicht zu den Waldluchsen mit breitem, talontragendem $M_1$, sondern zu den Steppenformen, die von Spanien bis Indien und China verbreitet sind und noch im Jungdiluvium (Höschshöhle bei Neumühl in Franken, Sirgenstein im Achtal, Schwaben, Felskluft bei Srbsko nächst Beraun (Kafka, Fossile und rezente Raubtiere Böhmens, Archiv der naturwissenschaftlichen Landesdurchforschung von Böhmen. Bd. 20. Prag 1903. No. 6. pag. 29]) ihre Vertreter haben. Ueber Abgrenzung des südeuropäischen Luchses von *Felis chaus* dürften die Akten noch nicht geschlossen sein. Sagt doch Kobelt: Die Verbreitung der Tierwelt. pag. 218: „An die Stelle des Luchses tritt im Orient der Sumpfluchs *Lynchus chaus* Güld., s. *catolynx* Pall.) und der wohl nur als Varietät davon verschiedene Stiefelluchs (*L. calligatus* Temm.). — Sein Verbreitungsgebiet reicht tief nach Asien hinein; selbst China und Indien haben Formen, die sich von der ägyptischen kaum unterscheiden.

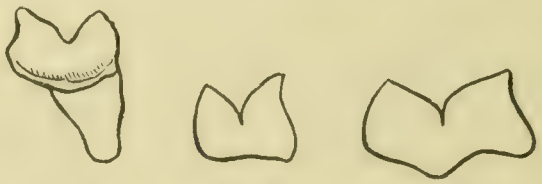


Fig. 65. Fig. 66. Fig. 67.

Fig. 65. *Felis issiodorensis* (Croizet) v. Reichenau. Unterer Reißzahn aus Mosbacher Sanden. In nat. Größe.

Fig. 66. *Felis chaus*. Unterer Reißzahn aus Sindh. In nat. Größe.

Fig. 67. *Felis lynx*. Unterer Reißzahn aus Bayern. Wie Fig. 66 in der Zoolog. Sammlung des bayrischen Staates in München. Nach Skizze des Verf. Nat. Gr.

Die alten Aegypter haben den Tschaus, wie die Hauskatze heilig gehalten und einbalsamiert.“

Pag. 75 sagt Kobelt: „wieviele Arten (von Luchsen) wir in der alten Welt zu unterscheiden haben, ist streitig; Matchie möchte neuerdings jedem Flußgebiet eine eigene Art zusprechen. Gewöhnlich unterscheidet man den nordischen Luchs (*Lynchus borealis* Temm.), der mit dem nordamerikanischen identisch ist, den mitteleuropäischen echten Luchs (*Lynchus lynx* L.), den südeuropäischen Pardelluchs (*Lynchus pardina* Temm.), der auch Kleinasien bewohnt, und die östliche Form *Lynchus cervaria* Temm. Die genauere Abgrenzung der Wohngebiete ist nicht ganz leicht, namentlich wenn wie in Sibirien drei Arten in Frage kommen“. Etwas Aehnliches scheint in den Karpathen vorzuliegen, wo nach

1) Croizet zeichnet auf t. 4 (13) seines Werkes hinter dem $M_1$ von *Felis brevirostris* einen deutlichen Talon (+), welcher jedoch bei *Felis issiodorensis* weniger entwickelt ist und bei den rezenten Steppenluchsen *Felis pardina* und *Felis chaus* ganz unterdrückt wird. Croizet mißt der stärkeren oder schwächeren Entwicklung des Talons (die er wohl beobachtet hat, pag. 200 Mitte) keine entscheidende Bedeutung bei. Wir sind jedoch gezwungen, dieses Merkmal zu betonen, da es bei den rezenten Luchsen die mediterrane Gruppe von der mitteleuropäischen und nördlichen trennt.

einer freundlichen Mitteilung von Herrn Professor Dunikowski 3 verschiedene Luchse von den (nordkarpathischen?) Jägern unterschieden werden. Unsere Textfigg. 66 und 67 zeigen den Unterschied der Form des Reißzahnes eines indischen Sumpfluchs vom europäischen Luchs. Die Aehnlichkeit des ersteren mit *Felis issiodorensis* ist eine auffallende. Der Luchs von Mosbach dürfte in den Schilfwäldern des altdiluvialen Maindeltas kleinem Getier bzw. Wasservögeln nachgejagt haben, wie *Felis chaus* bei Sindh am Indus.

### *Felis catus* L.

Unter den Aufsammlungen des Herrn Hofrat Toula befindet sich in Kalksinter eingebacken ein rechtes Maxillenfragment der Wildkatze, mit dem darunter befindlichen Abdruck des Humerus, wohl demselben Tiere angehörig (Taf. XIX [XLVII], Fig. 4).

Von dem Maxillenfragment ist nur $P^4$ und $P^3$ erhalten, zudem die Alveolen von $P^2$, C, $I^3$ und $I^2$.

Folgende Vergleichsmaße in mm zeigen die völlige Uebereinstimmung mit der lebenden Art.

| | Hundsheimer Wildkatze | Gelber Kater SO. Ungarn, Mus. f. Naturkunde | Wildkatze, Berlin | *Felis chaus* (Nehring) |
|---|---|---|---|---|
| Länge der gesamten Zahnreihe | 41 | 40 | 39 | Berlin, |
| Längsdurchmesser der Alveole des C | 6,2 | 6,5 | 6,2 | Landwirt. |
| „ „ „ „ $P^2$ | 2 | 2 | 2 | Hochschule |
| „ von $P^3$ | 8 | 7,8 | 7 | No. 2206 |
| Höhe des Hauptzackens von $P^3$ | 6 | 5 | 5 | |
| Länge des Reißzahnes $P^4$ (am Basalband gemessen) | 11,3 | 11 | 10,3 | 14,3 |
| Höhe des Hauptzackens von $P^4$ | 6 | 6 | 6 | |
| Länge „ „ von $P^4$ | 5,2 | 5,6 | 5 | |
| Entfernung des Foramen infraorbitale vom Kieferrand | 9 | 8,3 | 8 | |

Wie in Hundsheim, so fand man auch in Kronstadt[1]) einen Rest der Wildkatze. Es ist das ein Calcaneus, den ich auf Taf. XX [XLVIII], Fig. 6 in $^1/_2$ nat. Größe abgebildet habe. Außerdem fanden sich in Cannstatt, in dem mitteldiluvialen Kalktufflager, 2 Metapodien (proximale Enden) der Wildkatze, ein Metatarsale III links mit einer Breite von 5 mm am oberen Ende und ein Metacarpale IV von 5 mm Breite in der Mitte. Vom gleichen Fundort befindet sich im Tübinger Geologischen Institut ein linkes Beckenfragment, das ich gleichfalls Taf. XX [XLVIII], Fig. 2 abbilde. Die Breite des Iliums beträgt an der Abzweigung des Acetabulums 13 mm, die des Ischiums 12 mm. Das Acetabulum besitzt einen Dnrchmesser von 14 mm. Die Ulna, ebenda, Fig. 7, mit abgebrochenem Ober- und Unterende, stammt aus der Erpfinger Höhle in Schwaben und zeigt den Erhaltungszustand der dort so häufigen Reste des *Ursus spelaeus*. Die Liste der Fossilfunde von Erpfingen wurde oben gegeben.

Ein jungdiluviales Alter haben die Wildkatzenreste aus dem Höhlenspalt über dem Startzel bei Frommenhausen, die 1909 in das Geologische Institut von Tübingen gelangt sind. Sie kamen vor zusammen mit *Equus caballus*, dem starken Diluvialpferd der Albhöhlen (besonders Ofnet) und *Canis lupus*, von dem Ober- und Unterkieferreste vorliegen. Das beste Stück ist ein linker Unterkiefer (ebenda Fig. 5). Ein Radius (Fig. 4) und ein Humerus (Fig. 1) gehören einem starken Kater an. Dieser gleicht dem distalen Humerusende von Beuron (rezente Wildkatze, Fig. 3 Koll. R. R. Schmid);

1) F. Toula, Diluviale Säugetierreste vom Gesprengberg, Kronstadt in Siebenbürgen. Jahrb d. k. k. Reichsanstalt. Bd. 59. Heft 3 u. 4. Wien 1909.

die aufrecht gestellten Humeri gehören weiblichen Tieren an, links der einer rezenten Hauskatze (Tübingen), rechts der einer Wildkatze von Winterlingen (neolithisch) (Taf. XX [XLVII], Fig. 8 u. 9).

An dem Fossil von Frommenhausen (linke Mandibel) mißt die größte horizontale Länge des Kiefers 68 mm; die vertikale Höhe des Processus ascendens 30 mm. Die Höhe des Ramus hinter $M_1$ = 14 mm. Die Breite der Facies glenoidalis 15 mm. Die Länge der Symphyse 15 mm. Der Eckzahn ist an der Basis 5 und 4 mm lang bzw. breit. Die Kronenhöhe (am hinteren Zahnteil) mißt 11 mm gegenüber 10 mm bei einem neolithischen Wildkater in der Sammlung der Geologischen Landesanstalt zu Straßburg. $P_3$ ist 6 mm lang, 3 mm breit und 5 mm hoch; $P_4$ ist 7 mm lang, 3 mm breit, 5 mm hoch; $M_1$ ist 9 mm lang, 4 mm breit, 6 mm hoch. Länge und Höhe betragen an dem Reißzahn des elsässischen Wildkaters 8,5 und 6,5 mm.

$P_3 + P_4 + M_1$ = 23 mm Frommenhausen und Chokier (Schmerling)
.. .. .. = 24,1 Zuzlawitz bei Woldřich[1]). Teil 2. pag. 69.

Der Radius von Frommenhausen, bei Rottenburg, hat eine größte Länge von 118 mm. Seine Breite mißt oben 10, in der Mitte 8, unten 15 mm.

Die Maße der Humeri stelle ich in folgender Tabelle zusammen:

| in mm | Frommenhausen ♂ | Beuron ♂ | Winterlingen ♀ | Tübingen ♀ |
|---|---|---|---|---|
| Länge des Schaftes | 127 | ? | ? | 97 |
| Breite in der Mitte | 8 | 9 | 7 | 7 |
| Größte Breite unten | 23 | 23 | 18 | 18 |

Auch aus dem Sirgenstein, Ausgrabung von R. R. Schmid, besitzt das Tübinger Geologische Institut 2 Calcanei, welche überhaupt, wie auch Metapodien und Phalangen, häufiger in die Wohnstätten des Diluvialmenschen gelangt sind. Ich vermute, es geschah dies mit den Häuten der Tiere.

Die Wildkatze findet sich zum ersten Male im Diluvium von Grays[2]) in England und von Mauer[3]) bei Heidelberg. Im späteren Diluvium erscheint sie ebenso wie Luchs, Panther und Löwe in den verschiedensten klimatischen Phasen des Eiszeitalters in Mitteleuropa.

Von der kleinen Steppenkatze *Felis manul foss.* Nehring sind mir keine Reste zu Gesicht gekommen. Die hierauf bezüglichen Angaben bei Nehring (siehe unten), bei Woldřich, Diluviale Fauna von Zuzlawitz bei Winterberg etc. (Sitzungsber. k. k. Akad. Wiss. Wien. Bd. 82. 1880. I. pag. 49—50. t. 3 f. 3—5; II. 1881. pag. 64—70. t. 3 f. 17—22, t. 4 f. 1—6, 19; III. 1883. pag. 39—43. t. 2 f. 14—16, t. 3 f. 6) bedürfen einer Revision. Es scheinen mir nur zwei Formen, eine größere, geologisch ältere Waldform und eine kleinere Steppenform *F. manul* Nehring, vorzuliegen.

Auf der t. 4 f. 6, 7, 9 bilden Dawkins und Sandford (im Text ist fig. 9 mit fig. 8 verwechselt) Reste einer starken Wildkatze ab, welche die Autoren als *Felis caffer* Desmarest bezeichnen. Ich sehe keinen Unterschied in dem Unterkiefer fig. 6 von dem fossilen Wildkater aus Frommenhausen (Tübingen, Geolog. Institut) und muß darum diese Reste aus der Bleadon Cave (neben Leopard) mit der Wildkatze vereinigen. Das gleiche muß wohl auch mit *Felis catus magna* Schmerling (Ossem. fossiles de Liège. T. 2. pag. 88. t. 18 f. 13, 14, 23, 24) geschehen, die ich ihrerseits mit der Katze von Frommenhausen übereinstimmend fand (Länge der Molarenreihe ca. 23 mm, wie auch bei der Katze aus Bleadon Cave). Dasselbe wird auch für *Felis fera* Marcel de Serres (Oss. foss. de Lunel-

1) Diluviale Fauna von Zuzlawitz bei Winterberg etc. Sitzungsber. k. k. Akad. Wiss. Wien. 1881.
2) Dawkins and Sandford, British pleistocene Felidae. Palaeontogr. Soc. 1872. Part 4. t. 24 f. 8.
3) W. Schötensack, Der Unterkiefer des *Homo Heidelbergensis*. Leipzig 1909.

Viel. pag. 120. t. 9 f. 12, 13, 17) gelten, deren $P_3 + P_4 + M_1 = 21{,}5$ und 22 mm beträgt (Harlé, La *Hyaena intermedia* et les ossemens humatiles des cavernes de Lunel-Viel. l. c. 1910. pag. 46). *Felis magna* Bourgignat wird von H. F. Schäfer aus Burgtonna in Thüringen angegeben (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 61. 1909. Heft 4. pag. 449—469) zusammen mit der Taubacher *Mercki*-Fauna.

Der Sumpfluchs *Felis chaus* Güldenstädt ist in der Hundsheimer Höhle sicher nicht vorhanden. Die Länge des oberen Reißzahnes dieser Art beträgt nach Nehring 14,3 (Berlin, Landwirtschaftl. Hochschule, No. 2206), während die Hundsheimer Katze nur 11,3 mißt.

## Mustelidae.

### *Meles taxus* Pallas.

Vom Dachs fanden sich in Deutsch-Altenburg einige bemerkenswerte Reste, einmal ein kompletter Schädel, der als Textfig. 68 von oben, in ca. $^1/_3$ nat. Größe, neben 2 Pferdezähnen vom gleichen Fundort abgebildet wird.

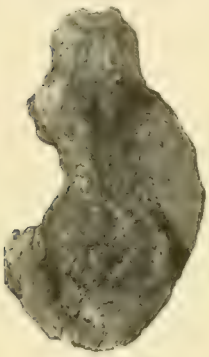


Fig. 68.

Fig. 69.

Dieser Schädel stimmt sehr gut überein mit einem Cranium, das S. Reynolds in „The pleistocene Mammalia, Mustelidae", Palaeontographical Society. Vol. 65. 1911. t. 4 abgebildet hat. Auf t. 5 bringt derselbe Autor „einen merkwürdig langgestreckten" Dachsschädel zur Abbildung. Der Schädel von Deutsch-Altenburg dürfte einem Weibchen angehören, da die Sagittalcrista schwach entwickelt ist.

Fig. 68. *Meles taxus* Pall. Deutsch-Altenburg. Ca. $^1/_3$ nat. Gr.

Fig. 69. *Equus germanicus* Nehring. Deutsch-Altenburg. Ca. $^1/_3$ nat. Gr.

| Schädelmaße in mm | Deutsch-Altenburg (♀?) | Grovehurst (♂?) | Langwith Cave (♀?) |
|---|---|---|---|
| Größte Länge vom oberen Incisivenrand zur Crista supraoccipitalis | 134 | 140 | 138 |
| Größte Breite der Gehirnkapsel hinten | 54 | 51 | 52 |
| Abstand des linken vom rechten Processus supraorbitalis | 36 | 37,5 | 35 |
| Entfernung der Außenränder der beiden $M_1$ | 45 | 44,5 | 43 |

Eine obere Schnauzenpartie des Dachses aus einer mitteldiluvialen Sandablagerung zwischen Großsachsen und Leutershausen an der Bergstraße bildete ich ab auf S. 136 [588], Fig. 59. Vielleicht zu demselben Tier gehört der Unterkiefer, der als Fig. 61 ebenda sich abgebildet findet.

Zahnmaße fossiler Dächse.

| Oberkiefer | | Deutsch-Altenburg | Großsachsen | Grovehurst | Langwith Cave |
|---|---|---|---|---|---|
| $I_1$ | Länge | — | — | 3 | 3 |
| | Breite | — | — | 3 | 3 |
| | Höhe außen | — | — | 4 | — |
| $I_2$ | Länge (in der Zahnreihe) | 3 | 3 | — | 3—4 |
| | Breite | 4 | 4 | — | 4 |
| | Höhe außen | 6 | abgekaut | — | 5 |
| $I_3$ | Länge | 4 | 5 | — | 5 |
| | Breite | 5 | 5 | — | 4 |
| | Höhe außen | 9 | — | — | 6 |

| Oberkiefer | | Deutsch-Altenburg | Großsachsen | Grovehurst | Langwith Cave |
|---|---|---|---|---|---|
| C | Länge } basal | 76 | 8 | 8 | 8 |
| | Breite } basal | | 6 | 6 | 6 |
| | Höhe | 14 | ca. 15 (Abkauung berechnet) | 17 | 14 |
| $P_1$ | Länge | fehlt | fehlt | fehlt | winzige Alveole |
| | Breite | | | | |
| | Höhe | | | | |
| $P_2$ | Länge | 5,1 | 4,5 | — | — |
| | Breite | — | 3 | — | — |
| | Höhe | 4,5 | 5 | — | — |
| $P_3$ | Länge | 6,2 | } abgekaut | 7 | 5 |
| | Breite | 5 | | 4 | 4 |
| | Höhe | 5,8 | | — | 4 |
| $P_4$ | Länge | 10 | — | 9 | 9 |
| | Breite | 8 | — | 7,5 | 6,5 |
| | Höhe | 5,5 | — | 4 ca. | 4 |
| $M_1$ | Länge | 19 | — | 17—18 | 16 |
| | Breite | 12,4 | — | 13 | 17 |
| | Höhe | 4 | — | 3—4 | — |

Der Schädel von Langwith Cave hat zwei viel breitere und näher beieinander stehende $M_1$.

Auf S. 68 [530], Textfig. 36 (nicht 32!), ist eine rechte Unterkieferhälfte vom Dachs aus Deutsch-Altenburg abgebildet. Ebenso als Textfig. 61 ein rechter Unterkiefer von Großsachsen.

## Unterkieferzähne fossiler Dächse.

| Maße in mm | | Textfig. 36 Deutsch-Altenburg | andere Mandibel Deutsch-Altenburg | Großsachsen | Langwith Cave Reynolds t. 3 f. 7 | Langwith Cave Reynolds t. 3 f. 9 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| $I_1$ | Länge | 2,5 | — | 2 | — | — |
| | Breite | 3 | — | 2,5 | — | — |
| | Höhe | abgekaut | — | abgekaut | — | — |
| $I_2$ | Länge | 3 | — | 2,5 | — | — |
| | Breite | 3,2 | — | 3,5 | — | — |
| | Höhe | abgekaut | — | abgekaut | — | — |
| $I_3$ | Länge | 3 | — | 3,5 | vorhanden | 3 |
| | Breite | 3 | — | 3,5 | | — |
| | Höhe | abgekaut | — | abgekaut | | — |
| C | Länge | 8 | — | Breite l.-r. = 7 | 8 | 8 |
| | Breite | 6 | — | bis auf die Wurzel | — | — |
| | Höhe hinten | ca. 13 ber. | — | abgekaut | 12 ca. | 11 |
| $P_1$ | Länge | } fehlt | winzige Alveole | winzige Alveole | 1 | 1 |
| | Breite | | | | — | — |
| | Höhe | | | | 1 | 1 |
| $P_2$ | Länge | 4,5 | — | } abgebrochen | 4 | 5,5 |
| | Breite | 3 | — | | — | — |
| | Höhe | 4 | — | | abgekaut | 5 |
| $P_3$ | Länge | 5,5 | — | } abgebrochen | 6 | 6 |
| | Breite | 4 | — | | — | — |
| | Höhe | 6 | — | | abgekaut | 6 |
| $P_4$ | Länge | 6,5 | 6 | } Stummel, hintere | 7 | 6 |
| | Breite | 4 | 4 | } Wurzel ausgefallen | — | — |
| | Höhe | 5 | 5,5 | | abgekaut | 5 |

26*

84*

| Maße in mm | | Textfig. 36 Deutsch-Altenburg | andere Mandibel Deutsch-Altenburg | Großsachsen | Langwith Cave Reynolds t. 3 f. 9 | Langwith Cave Reynolds t. 3 f. 9 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| $M_1$ | Länge | 16 | 17,5 | 16 | 16,5 | 16 |
| | Breite | 8 | 8 | hinten bis zur | abgekaut | — |
| | Höhe | 6 | 6 | Wurzel abgekaut | | 5 |
| $M_2$ | Länge | weggebrochen | Alveole mit einer Wurzel | Alveole vernarbt | 6 | 6,5 |
| | Breite | | | | — | — |
| | Höhe | | | | — | 5 |

In bezug auf die Verbreitung des Dachses im Diluvium verweise ich auf Reynolds l. c. pag. 8—10. Hinzufügen will ich hier nur einige altquartäre Fundorte. Das ist einmal Süßenborn bei Weimar, aus dessen altquartären Schottern ein Rest ins Geologische Institut zu Freiburg (Baden) gelangt ist, ferner von Weimar selbst bewahrt das Göttinger Geologische Institut die zusammengebackenen Knochen eines Individuums auf. Aus Taubach hat ihn H. v. Meyer beschrieben in: Palaeontographica. Bd. 7. 1859. pag. 41—45. Von mitteldiluvialen Funden sind die 2 Skelette interessant, welche ich bei Großsachsen aus Sand zwischen älterem und jüngerem Löß erhalten habe. Das Vorkommen ist besonders dadurch merkwürdig, daß ein altes Dachsenpaar eines neben dem anderen in seinem Bau den Tod gefanden hat, also eine alte Sterbestelle. Aus Mosbach bei Wiesbaden wurde durch W. v. Reichenau (Carnivoren etc.) eine Unterkieferhälfte bekannt, die sich in nichts vom lebenden zu unterscheiden scheint. Harlé nennt den Dachs in zahlreichen seiner Arbeiten aus mitteldiluvialen Höhlen vom Typus Lunel-Viel. Im Pliocän ist bis heute *Meles taxus* noch nicht nachgewiesen trotz Reynolds (l. c. pag. 11) gegenteiliger Angabe (vgl. E. T. Newton, The Vertebrata of the pliocene deposits of Britain. London 1891 [Memoirs of the Geol. Survey of the United Kingdom]. pag. 82).

### Gürtel- und Extremitätenknochen.

S. H. Reynolds, The Mustelidae, l. c. pag. 22. f. 9 (A—F).

Die Uebereinstimmung mit *Meles taxus* des englischen Quartärs ist eine fast vollkommene bei den Knochen des mitteldiluvialen Dachses von Großsachsen bei Weinheim (Koll. Freudenberg). Ich beschränke mich auf einige Maße, die ich nach Reynolds anführe.

| Scapula | *Meles taxus*, Pleistocän von Langwith, England | *Meles taxus*, Pleistocän von Großsachsen, Baden |
|---|---|---|
| Maximaldurchmesser des Halses | 2,0 | ca. 2,5 |

| Beckengürtel | *Meles taxus*, Pleistocän, Langwith | *Meles taxus*, Pleistocän, Langwith |
|---|---|---|
| Größte Länge | 11,0 | ca. 12,5 |
| Länge vom Acetabulum (Oberrand) zum oberen Iliumrande | 6,05 | 6,55 ♂ (6,4 ♀) |
| Größte Breite der Darmbeinschaufel von oben nach unten | 2,8 | 3,6 (ca.) |
| Durchmesser des Acetabulums von vorn nach hinten | 1,7 | 2,0 |
| Entfernung vom Acetabulum hinten zum Hinterrande des Ischiums | 3,0 | 3,9 |
| Größter Durchmesser des Foramen obturatorium | 2,2 | 2,3 (ca.) |

| Humerus | *Meles taxus*, Happaway | *Meles taxus*, Großsachsen |
|---|---|---|
| Länge | 11,5 | 11,1 (11,2) |
| Größter Durchmesser des Unterrandes | 3,3 | 3,1 (3,3) |
| Radius | | |
| Länge | 9,1 | 9,3 (9,3) |
| Größter Durchmesser unten | 1,9 | 1,9 (1,95) |

| | *Meles taxus*, Happaway | *Meles taxus*, Großsachsen |
|---|---|---|
| Ulna | | |
| Länge | 10,05 | 11,9 |
| Femur | | |
| Länge | 12,3 | 12,9 |
| Querdurchmesser unten | 2,7 | 2,7 |
| Tibia | | |
| Durchmesser unten | 2,9 (?)<br>2,3 (nach fig. B) | 2,1 (ca.) |

### *Gulo luscus* L.

Obwohl in Hundsheim und in Deutsch-Altenburg vom Vielfraß nichts gefunden wurde, so will ich hier doch ein Kapitel über diese interessante Form einschieben, da Dr. Th. Kormos bei Püspök-Fürdö in Ungarn einen kleinen Vielfraß entdeckt hat, welchen dieser erfolgreiche Forscher als *Gulo Schlosseri* bezeichnet. Als Textfig. 55 gebe ich eine seitliche Darstellung (von außen gesehen) des rechten Mandibelramus dieser neuen Form. Durch ihre außerordentliche Zierlichkeit ist sie von allen fossilen und auch lebenden *Gulo*-Rassen verschieden, sowohl auf europäischem wie auf amerikanischem Boden. Ohne Herrn Dr. Kormos' ausführlicher Beschreibung vorgreifen zu wollen, will ich eine vergleichende Maßtabelle aufstellen von allen bisher gefundenen altquartären *Gulo*-Resten. Es sind deren nur zwei andere zu nennen. Der älteste Fund ist das Mandibelfragment vom englischen Forestbed[1]), „im selben Horizont, in dem so viele große Knochen gefunden werden", also vermutlich das Elephant bed selbst, welches wir mit Dubois als ein Aequivalent der Günzeiszeit auffassen. Das Stück ist ganz schwarz gefärbt durch Vivianit? oder Mangan-Imprägnation, wie ich mich im London Yermin-Street-Museum vergewissern konnte, macht also ganz den Eindruck eines Forestbed-Fossils. Der zweite Fund aus altem Diluvium ist eine etwas vollständigere linke Mandibel, die von Dr. Schmidgen „in einer Mainsandschicht von Mosbach" gesammelt wurde und von mir als *Gulo* erkannt wurde bei einem Besuche im Städtischen Museum zu Mainz[2]).

Eben jener Arbeit von W. v. Reichenau entnehme ich auch die Maße eines Lappländer und eines Norweger Vielfraß und füge ihnen die Maße eines jungquartären *Gulo* aus England hinzu, welche ich einer Abbildung des linken Unterkiefers von *Gulo luscus* var. *spelaeus* Goldfuss[3]) aus Bleadon Cave bei Reynolds[4]) entnehme.

(Vergleichende Zahn- und Kiefermaße siehe nächste Seite oben.)

Ein altquartärer *Gulo* begegnet uns auch in den *Megalonyx*-Schichten von Port Kennedy, Pennsylvania. E. D. Cope[5]) schreibt darüber das Folgende:

---

1) E. T. Newton, The Vertebrata of the Forestbed Series of Norfolk and Suffolk. London 1882. l. c. pag. 17—18. t. 6 f. 1. und Geological Magazine. Dec. 2. Vol. 7. 1880. pag. 424.

2) W. v. Reichenau, Revision der Mosbacher Säugetierfauna, zugleich Richtigstellung der Aufstellung in meinen „Beiträgen zur näheren Kenntnis der Carnivoren aus den Sanden von Mauer und Mosbach." Notizblatt d. Vereins f. Erdkunde und der Großh. Geol. Landesanstalt zu Darmstadt. 4. Folge. Heft 31. 1910.

3) Nova Acta Acad. Caes. Leop. T. 9. (1818). pag. 311. t. 8.

4) S. H. Reynolds, The pleistocene Mammalia Mustelidae. Palaeontographical Society. Vol. 65. pag. 7—9. London 1912.

5) Vertebrate remains from the Port Kennedy bone deposit. Journal of the Academy of Natural Sciences of Philadelphia. Vol. 11. Part 2. 1899. pag. 229/230.

| Vergleichende Zahn- und Kiefermaße nach W. v. Reichenau l. c. pag. 125 in mm | Püspök-Fürdö | Forestbed | Mosbach | Bleadon Cavern | Lappländer Vielfraß | Norweger Vielfraß |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Länge vom Vorderrand des $P_1$ bis zum Condylus-Hinterrand | 72 | — | 84,3 | — | 89,9 | 86,7 |
| „ „ Hinterrand des $M_2$ bis Hinterrand des Processus über dem Condylus | 23,5 | — | 31,4 | — | 34,0 | 31,4 |
| Höhe des Corpus mandibulae hinter $P_4$ | 15,5 | — | 21,2 | 24 | 21,2 | 21,2 |
| „ „ „ „ „ $M_1$ | 18 | 18 | 22,5 | — | 24,2 | 22,7 |
| „ „ „ „ „ $M_2$ | 20 | — | 24,4 | — | 28,0 | 26,6 |
| Breite des Condylus (bei „Mosbach“ erodiert) | 18 | — | 20,7 | — | 26,3 | 25,8 |
| Länge des $P_2$ | 6,5 | — | 6,0 | 7 | 26,2 | 7,0 |
| Dessen Breite | 4 | — | 3,7 | — | 3,6 | 4,6 |
| Länge des $P_3$ | 7 | — | 8,0 | 10 | 8,9 | 9,0 |
| Dessen Breite | 5 | — | 5,5 | — | 6,3 | 6,1 |
| Länge des $P_4$ | 10 | — | 11,9 | 12 | 11,7 | 11,1 |
| Dessen Breite | 6 | — | 6,7 | — | 7,8 | 8,0 |
| Länge des $M_1$ | 17 | 19 | 20,0 | 25 | 21,5 | 21,5 |
| Länge des Parakonids von $M_1$ | 6 | — | 7,6 | 9,5 | 9,1 | 8,8 |
| Dessen Breite | 8 | 7,5 | 8,8 | — | 9,1 | 8,8 |
| Länge des Protokonids von $M_1$ | 7 | — | 8,2 | 9,5 | 9,1 | 8,5 |
| Dessen Breite | 7 | — | 8,6 | — | 8,2 | 9,0 |
| Länge des Talonids von $M_1$ | 3,5 | — | 3,6 | 6 | 3,6 | 3,6 |
| Dessen Breite | 7 | — | 6,6 | — | 7,5 | 7,2 |
| Länge des Alveolarrandes von $M_2$ | 5 | — | 6,4 | — | 5,0 | 5,0 |
| Dessen Breite | 4,5 | — | 5,0 | — | 4,4 | 4,4 |

## *Gulo Storr.*

*Gulo luscus* Linn.

„Der Vielfraß ist vertreten durch fünf Unterkieferäste mit Zähnen und einen linken Schneidezahn. Vier von diesen Exemplaren wurden zusammengefunden dicht beieinander und wahrscheinlich gehören sie nicht mehr wie zwei Tieren an. Die beiden anderen Stücke stammen aus verschiedenen Stellen der Ausgrabung, so daß wenigstens vier Individuen vertreten sind. Die Stücke zeigen eine gute Erhaltung und sind nicht zu unterscheiden von entsprechenden Teilen des Vielfraß. Ich gebe die Maße des vollständigsten Unterkiefers mit den Zähnen eines anderen Bruchstückes.

Maße von Unterkiefern (nach Cope).

| in mm | Port Kennedy | Mosbach (Gips) | |
|---|---|---|---|
| Länge von $P_3$ bis zum Condylus einschließlich (No. 1) | 76 | 74 | |
| „ „ $P_1$ | 11 | 10,5 | |
| Höhe von $P_1$ | 5,5 | 7 | Abk. ber. |
| Länge des Reißzahnes | 19 | 20 | |
| Höhe „ „ | 8 | 9 | Abk. ber. |
| Tiefe des Ramus bei $P_2$ | 18 | 20 | |
| „ „ „ „ $M_2$ | 21 | 23 | |
| Breite der Basis des Kronfortsatzes | 24 | 28 | |
| Länge der Molarenreihe ohne $M_2$ (No. 2) | 42 | 44 | |
| Länge des $P_1$ | 10 | 10,5 | |
| Höhe des $P_1$ | 6 | 7 | |
| Länge des Reißzahnes | 20 | 20 | |
| Höhe der Protokonidschere | 10 | 8 | Abk. ber. |
| Länge des Reißzahntalons | 4 | 4 | |

Man sieht, wie nahe der amerikanische mit dem europäischen Vielfraß übereinstimmt.“

Zu diesen großen Musteliden kommen noch zwei kleine Marder aus Hundsheim, von denen ich kurz die Maße mitteile:

I. ***Mustela vulgaris*** Briss. Kleines Wiesel.

| Maße des Unterkiefers in mm | | Schlesisches Wiesel Berlin 2491 | Linker Mandibelast (Taf. XIX [XLVII], Fig. G) Hundsheim |
|---|---|---|---|
| Größte Länge des horizontalen Kieferastes von $I_1$ bis zum Condylus | | 18 | 17 |
| Höhe des vertikalen Kieferastes vom Processus angularis zur Spitze | | 8,5 | 7 |
| Höhe der Mandibel hinter dem Reißzahn | | 3 | 3,5 |
| Länge des Reißzahnes | innen gemessen | 4 | 4 |
| Höhe der vorderen Schneide (Parakonid) | innen gemessen | 1,8 | 1,7 |
| „ „ Hauptschneide (Protokonid) | innen gemessen | 2 | 2,2 |
| „ des Talonids | innen gemessen | 1 | 1,3 |

Hauptunterschiede des schlesischen Wiesels vom Hundsheimer Wiesel:

Processus coronoideus bei schlesischen Wiesel bildet ein spitzes fast gleichschenkliges Dreieck. Der gleiche Fortsatz beim Hundsheimer Tier ist ein schwacher, nach hinten gekrümmter Halbmond. Die übrigen Unterschiede ergeben sich aus der Maßtabelle.

Weit größer als vom schlesischen Wiesel sind die Abweichungen vom märkischen Wiesel (Berlin).

II. ***Foetorius putorius*** L. Iltis.

Taf. XIX [XLVII, Fig. 27 (Mandibel), und Taf. XX [XLVIII], Fig. 13 u. 15 (Tibia und Femur)[1]).

| Maße des Unterkiefers in mm | Berliner zoologischer Garten | Linker Mandibelast Hundsheim |
|---|---|---|
| Höhe des Mandibelastes hinter dem Reißzahn | 6 | 6 |
| Dicke „ „ „ „ „ | 3,3 | 3 |
| $M_2$ Länge | 2 | — |
| $M_2$ Breite | 2 | — |
| $M_1$ Länge | 6,4 | 6,8 |
| $M_1$ Breite (größte) | 2,5 | 2,3 |
| $P_4$ Länge | 3,6 | 4 |
| $P_4$ Breite | 2,0 | 2,1 |
| $P_3$ Länge | 3 | 3,2 |
| $P_3$ Breite | 1,8 | 2 |
| $P_2$ Länge | 2 | 2,1 |
| $P_2$ Breite | 1,2 | 1,6 |

Die Form ist durch einen Radius aus den Sanden von Mosbach bei Wiesbaden bekannt nach W. von Reichenau (Revision der Mosbacher Säugetierfauna etc. l. c. 1910). Die in Hundsheim aufgefundenen größeren Raubtiere umfassen die folgenden Arten: *Canis lupus*, *C.* cf. *neschersensis* Croizet, *C. aureus* Güld. *Ursus arctos* L., *Hyaena striata* Zimm., *Hyaena* cf. *spelaea*, *Felis catus* L., *Felis pardus* L., *Machairodus latidens* Owen. In Deutsch-Altenburg fanden sich *Felis leo* var. *spelaea*, *Meles taxus*, *Canis* cf. *neschersensis* und *Canis vulpes*.

1) Das Femur gehört vielleicht zum Wiesel.

## Insektenfresser.

### *Erinaceus europaeus* L.

Unzweifelhafte Unterkiefer und einige Zähne des Oberkiefers lassen die Bestimmung als gesichert erscheinen. Hier bringe ich nur die Maße eines Humerus und des zugehörigen Radius, welche ich 1906 (Die Fauna von Hundsheim in Niederösterreich. pag. 204) als *Hystricomys* Giebel sp.? ansprach. Ihre Zugehörigkeit zum Igel stellte sich erst später heraus.

I. Humerus.

An dem Humerus[1]) fehlt die proximale Epiphyse (am Radius die distale). Länge des Humerus vom Unterende zur proximalen Epiphyse = 38 mm; quere Breite oben = 10,4; Dicke ebenda = 8,3; Breite in der Mitte des Knochenschaftes = 4,5; Dicke ebenda = ca. 5; quere Breite des distalen Endes über der Trochlea = 11 mm; Breite der distalen Gelenkfläche = 8,2 mm.

II. Radius.

Größte Länge = 30 mm; größte Breite der oberen Gelenkfläche = 6 mm; größte Dicke (Tiefe) der oberen Gelenkfläche = 3 mm; größte Breite des Schaftes = 2,3 mm; größte Dicke ebenda = 3,2 mm; größte Breite an der Epiphyse unten = 7 mm; größte Dicke ebenda = 4,8 mm. Die beiden Knochen wurden in etwa $^3/_2$ der nat. Größe abgebildet (Taf. XIX [XLVII], J. u. H.).

### *Talpa europaea* L.

Bereits 1906 führte ich aus (pag. 201—202), daß zwei verschiedene Formen von einer gewissen geologischen Selbständigkeit in dem Hundsheimer Höhlenspalt vorkommen, eine kleinere und eine größere Form. Von der größeren Abart, welche mit den stärksten Bären, der kräftigeren Hasenrasse (Taf. XIX [XLVII], A), der größeren Varietät von *Arvicola amphibius* und dem kleineren Reh zusammenlebte — denn das folgt aus dem nämlichen Zustand ihrer Erhaltung — sind nur ein Femur, die Ulna und ein Radius dargestellt worden auf unserer Taf. XIX [XLVII], Fig. 28, 29, 34. Die in gleicher Reihe mit diesen Knochen stehenden 2 Humeri einer großen Form von *Talpa* stammen nicht von Hundsheim, sondern aus dem Hohlefels im Lonetal, wo sie R. R. Schmid für das Geologische Institut in Tübingen ausgegraben hat. Diese Humeri sind in natürlicher Größe dargestellt, so daß die Maße direkt abgenommen werden können. Die als Fig. 32, 33, 35, 36, 37 bezeichneten Reste von Maulwurfsknochen gehören sämtlich der Hundsheimer Fauna an. Sie stammen aus einer mehr lößartigen hellgelben Masse mit viel Glimmerschüppchen, in der auch die kleinen Bärenreste und das Skelett des *Rhinoceros* gefunden wurden. Die steppenartigen Zustände ließen eine schwache Maulwurfsrasse gedeihen, wie das schon von Woldřich: Diluviale Fauna von Zuzlawitz bei Winterberg im Böhmerwalde (3. Teil, pag. 39) hervorgehoben wird: „*Talpa europaea* L. Eine kräftige Scapula, sowie ein starkes Becken (seitliche Länge 26,5) stammen von einem viel kräftigeren Individuum, als die Reste der Steppenfauna." Sie werden zur Weide- und Waldfauna der (Spalte II) Uebergangszeit gestellt. Auch in der Spalte I mit Glacial- und Steppenfauna fanden sich Reste des Maulwurfs, die im selben Bericht pag. 8 kurz beschrieben werden: „Eine rechte Tibia ist schwach und nur 18 mm lang, dieselbe dürfte einem jungen Individuum angehören, sowie auch ein 14 mm langer Humerus (gegen 16 mm an dem vom Lonethal und 12 am Humerus von Hundsheim, kleinere Form). Die aus dem upper Freshwaterbed von

1) Vom Igel fanden sich außer diesem Humerus eine Vorderextremität, 3 Unterkiefer, 3 obere Molaren, einzelne I etc.

W. Runton durch E. T. Newton t. 15, pag. 95 bekannt gewordenen Maulwurfsreste aus dem Forestbed scheinen sich der kleinen Form von Hundsheim anzuschließen. Die größte Länge ist hier 13—13,5 mm. In Mosbach, wo neuerdings durch Schmidtgen auch *Arvicola Mosbachensis*, eine Verwandte der *A. intermedius* Newton, nachgewiesen wurde, kommt gleichfalls in den mittleren Schichten von typischer Mosbacher Erhaltung *Talpa* vor. Ich vermute, daß man es auch in diesem Falle mit einer kleinen Steppenform zu tun hat, für welche ich die Bezeichnung *Talpa europaea* race *minor* nov. subsp. anwende.

Daß man es in keinem dieser Fälle mit *Talpa coeca* zu tun hat, sondern mit *Talpa europaea*, beweist die gleiche Größe der beiden vorderen Backenzähne. Bei *Talpa caeca* sind (nach Newton pag. 95) die beiden entsprechenden Zähne merklich ungleich.

Die größte Breite des Humerus von Zuzlawitz (3. Teil, pag. 8) beträgt 9,5 mm. Von drei rechten und einer linken Scapula sind die zwei stärkeren 26,6 und 21 mm lang; ein Becken ist seitlich 24,6 mm lang (gegen 26,5 bei dem Becken von *Talpa* aus der Weidefauna). Ich verzichte darauf, nähere Maße der kleinen *Talpa*-Form von Hundsheim zugeben, bemerke nur, daß die größte Breite unserer kleineren Humeri nur 8,5 mm beträgt gegen 13 bei der großen Rasse vom Lonethal und 10 bei dem Forestbed-Maulwurf (nach Newtons Figuren).

Unterkiefer des Hundsheimer Maulwurfs, kleine Form, sind in Fig. 7 und 8, sowie in 6 (intaktes Hinterende) dargestellt.

Schießlich hat Woldřich (l. c.) im 2. Teile der diluvialen Fauna von Zuzlawitz bei Winterberg pag. 9—11 Mitteilung über einen Humerus von *Talpa* gemacht, dessen größte Länge 15 mm beträgt bei einer größten Breite von 9 mm.

„*Talpa europaea*“, der gemeine Maulwurf, wird von Nehring auf t. 2 f. 4—8 abgebildet und pag. 67 kurz beschrieben in seiner Arbeit: „Die kleineren Wirbeltiere vom Schweizersbild bei Schaffhausen“, Denkschriften der Schweiz. Naturforsch. Gesellsch. Bd. 35. Der von Nehring abgebildete Humerus ist 13 mm breit, also wie der Maulwurf vom Lonethal aus einer gleichaltrigen Ablagerung. Die kleinen östlichen Formen scheinen nicht vorzukommen in Süddeutschland. Auch Humeri aus dem fränkischen Ries (zusammen mit *Spermophilus* von E. Koken am Adlerberg in einer Spalte gefunden) gehören einer sehr kräftigen Rasse an.

Die formale Verschiedenheit der kleinen *Talpa*-Humeri von denen der *Talpa europaea* berechtigen zur Aufstellung einer besonderen Art oder Unterart.

### *Sorex vulgaris* Linné.

Taf. XX [XLVIII], Fig. $i_1$ u. $i_2$.

Die Waldspitzmaus gab ich schon 1906, pag. 201 als einen Genossen der Hundsheimer Fauna an. Der einspizige erste Unterkieferbackzahn (Fig. 14, Taf. XIX [XLVII], und Fig. 15, Taf. XIX [XLVII]) schließen *Sorex alpinus* aus, bei welcher der einspitzige vorderste P dazu neigt, eine hintere Spitze zu bilden (Blasius, Säugetiere. pag. 124. fig. 82; pag. 126: „Die beiden ersten Backenzähne im Unterkiefer sind zweispitzig“). Ebenso spricht sich Nehring aus, welcher nach diesem Merkmal im Schweizersbild nur den *Sorex vulgaris* feststellen konnte, obwohl dort die Alpenspitzmaus zu erwarten gewesen wäre (l. c. pag. 66).

*Sorex vulgaris* erscheint jedoch neben der Alpenspitzmaus in der jungdiluvialen Fauna von Zuzlawitz bei Winterberg. Woldřich bildet im Teil II seiner Monographie auf t. 1 f. 1 den *Sorex alpinus* ab mit dem bezeichnenden Merkmal und auf der gleichen Tafel fig. 16 den *Sorex vulgaris*, schließ-

lich auch *Sorex pygmaeus*, der mit der letztgenannten Art auch in Hundsheim häufig vorkommt. Von *Sorex alpinus* ließen sich in Hundsheim keine Spuren feststellen. Auffallend ist die Form des unteren Schneide- (oder Eck-)Zahnes, welchen ich auf derselben Tafel Fig. 15 abgebildet habe. Es sind hier nur zwei besonders kräftige Zacken vorhanden. Möglicherweise handelt es sich um eine noch unbeschriebene Art aus der Verwandtschaft von *Sorex vulgaris*. Der erste Prämolar ist auch hier einspitzig, so daß an *Sorex alpinus* auch in diesem Falle nicht gedacht werden darf. Das Kieferfragment wurde von außen dargestellt. Sehr auffällig ist das Vorhandensein einer Massetergrube am aufsteigenden Ast und die plumpe Form des I. Eine Anzahl neuer *Sorex*-Formen und *Neomys*-Arten wurde von Hinton im Geological Magazine. Bd. 48. 1911. No. 12. (pag. 529—539) beschrieben und auf t. 25 abgebildet. Unsere, wohl neue, Form stimmt mit keiner dieser altquartären Arten überein.

***Sorex pygmaeus*** Pallas.

Taf. XX [XLVIII], Fig. h1 und h2.

Die Feststellung der Zwergspitzmaus im Höhlenlehm von Hundsheim war ein Ergebnis meiner im Jahre 1908 vorgenommenen Grabungen. Auf Taf. XIX [XLVII], Fig. 13 bringe ich die Abbildung eines Unterkiefers von außen in natürlicher Größe. Die Gestalt und Beschaffung des I unterscheidet diese Form sofort von den beiden geschilderten Arten. Es ist das kleinste Säugetier, welches in Hundsheim zum Vorschein kam. Der Elefant war das größte.

## Vespertilionidae.

### Fossile Fledermausreste von Hundsheim.

Auf Taf. XIX [XLVII], Fig. 23 ist ein rechter Unterkiefer einer großen Fledermaus abgebildet, der sich mit *Vespertilio murinus* als ident erwies. Als Vergleichsmaterial benutzte ich die Fledermaussammlung des Zoologischen Museums in München, sowie einige fossile Reste aus fränkischen Höhlen, die Herr Professor Schlosser mir zur Verfügung stellte.

Die übrigen, ebenda auf Fig. 4 und 5 dargestellten Fledermauskieferchen, sowie auch die Kiefer der Taf. XIX [XLVII], Fig. 22 u. 24 konnten spezifisch nicht bestimmt werden. Ihre Zugehörigkeit zum Genus „*Vespertilio*“ ergibt sich aus der Beschaffenheit der Prämolaren.

Außerdem fanden sich einzelne Skelettknochen von Fledermäusen, ebenso Flügelknochen und Humeri, die auf das Vorkommen von etwa 4 verschiedenen fossilen Arten in Hundsheim schließen lassen. Der größte Humerus läßt sich mit einiger Wahrscheinlichkeit auf *Vespertilio murinus* Pallas beziehen.

Als Längen des Humerus wurden gemessen: 26,5, 25,0, 22,9, 23,0, 20,5. Das distale Ende des größten Humerus (*Vespertilio murinus*) ist 3 mm breit. Vgl. Taf. XX [XLVIII], Fig. p, q, r, s, t, t.

## Nager.

***Mus*** cf. ***silvaticus*** L.

Taf. XIX [XLVII], Fig. 2 u. 3.

Von der Waldmaus konnte ich schon 1906 Ueberreste in Hundsheim nachweisen, die ich jetzt in natürlicher Größe zur Abbildung bringe. Die weniger stark ausgeschnittenen aufsteigenden Kieferäste (Masseterplatten) unterscheiden die wirklichen Mäuse sofort von den Zwerghamstern.

***Myoxus glis*** PALLAS.

Taf. XIX [XLVII], Fig. 12, 21, 25.

Der Siebenschläfer hat keine neuen Ueberreste geliefert. Ich beschränke mich darauf, eine linke Mandibel (Innenansicht, der I fehlt) und einen oberen Molaren in $^3/_2$ natürlicher Größe und ein distales Humerusfragment in natürlicher Größe abzubilden.

Von diesem süd- und osteuropäischen Waldbewohner fanden sich Ueberreste in Hundsheim und Deutsch-Altenburg.

## Arvicolidae.

BLASIUS, Die Säugetiere Deutschlands.

Die Wühlmäuse sind durch 3 Arten vertreten; den von mir 1906 angegebenen *A. subterraneus* DE SELYS glaube ich streichen zu dürfen.

Die kleinste Form ist die auf Taf. XIX [XLVII], Fig. B(a) abgebildete Art

***Arvicola glareolus*** SCHREBER.

Die mittelgroße Art ist die ebenda Fig. B(b) dargestellte

***Arvicola arvalis*** PALLAS.

Die größte Form ist

***Arvicola amphibius*** L.

Taf. XIX [XLVII], Fig. B(c).

Auf diese Form werde ich im folgenden näher eingehen, weil die Rasse von Hundsheim entschieden kleiner ist als z. B. die jungdiluviale Wasserratte aus schwäbischen Höhlen, welche mit *Rhinoceros tichorhinus* zusammen gelebt hat. Bezeichnenderweise ist keiner der *Arvicola*-Reste aus Hundsheim auf *Arvicola intermedius* NEWTON zu beziehen. Die Form der Zähne schließt eine solche Bestimmung aus.

In Beremend hat NEHRING den *Dolomys Milleri* n. sp. festgestellt und ebenso nennt ihn KORMOS von Csarnóta in Ungarn als nahen Verwandten von *Dolomys intermedius* NEWTON (Forestbed). Gleichwohl ist möglicherweise der *Arvicola amphibius* von dem *Microtus intermedius* NEWTON abzuleiten. Wie besonders deutlich in der Darstellung der aufgebrochene Kiefer bei E. T. NEWTON: The Vertebrata of the forestbed series. t. 13 f. 4 und in f. 42 pag. 179 bei REID: The pliocene deposits of Britain[1]) zu sehen ist, haben die Zähne stets Wurzeln. Eine wurzellose Zwischenform, die also in diesem Punkt von den Mäusen und Hamstern, von denen die Arvicolen abgeleitet werden, sich entfernt, ist *Microtus Mosbachensis* SCHMIDGEN, mit einem Zahnmuster, das bereits sehr an *Arvicola amphibius* erinnert. Die Art stammt aus den Sanden von Mosbach[2]). In den obersten Sanden von Mauer fand WURM bereits den echten *Arvicola amphibius* mit einer Steppenfauna.

(Vergleichende Maße von Craniumfragmenten siehe Tabelle nächste Seite oben.)

***Lepus europaeus*** PALLAS.

Die beiden zur Darstellung gebrachten Mandibeln des Hasen von Hundsheim unterscheiden sich einmal durch den Zustand ihrer Erhaltung — die eine ist gelb und glatt, die andere braungefleckt

1) Memoirs of the Geological Survey of the United Kingdom. 1890.

2) Ueber Reste von Wühlmäusen aus dem Mosbacher Sand. Notizbl. des Ver. f. Erdkunde. 1912.

Vergleichende Maße von Craniumfragmenten. Taf. XIX [XLVII], Fig. K, N, L, O.

| in mm | *Arvicola amphibius* (große Rasse) Hohlestein im Lonethal | *Arvicola amphibius* rezent[1]) | *Arvicola amphibius* (kleine Rasse) Hundsheim in Niederösterreich |
|---|---|---|---|
| Länge des Schädelbasis von der Vorderkante der Schneidezähne zum Hinterrand der zweiten Molaren | 24,0 | — | 17,5 |
| Gaumenbreite ebenda, die Zähne miteinbezogen (und ebenso die Maxillenränder) | 7,1 | — | 6,2 |
| Länge des vordersten Molaren | 3,2 | 4,3—4,2 | — |
| Breite „ „ „ | 2,0 | — | — |
| Länge des 2. Molaren | 2,5 | 2,2—2 | 1,8 |
| Breite „ „ „ | 1,6 | — | 1,1 |
| Länge des 3. (hintersten) Molaren | — | 2,3—2,2 | 2,0 |
| Breite „ „ „ „ | — | — | 1,0 |
| Größte Breite des maxillaren Gaumens zwischen I und M | 7,2 | — | 5,6 |
| Länge des Diastema | 14,0 | — | 10,5 |
| Höhe des Schädels in der Richtung der vordersten Molaren gegen das Frontale | 13,0 | — | 10,7 |
| Geringste Breite der Schädelkapsel zwischen den Orbiten | 4,2—4,3 | — | 4,0 |
| Größte Breite der Frontalia an der Wurzel des Processus supra-orbitalis | 8,0 | — | 5,8 |
| Geringste Breite der Intermaxillaria | 4,3 | — | 3,5 |
| Größte Breite der Nasenhöhle | 4,9 | — | 4,0 |
| „ Länge „ „ (bis zum Frontale)[2]) | 10,7 | — | 9,0 |
| Länge der Schneidezähne, in der Sehne gemessen, | 16,0 | — | 10,0 |
| Breite je eines Schneidezahnes an der Kaufläche | 1,5 | — | 1,0 |

mit anheftenden lehmigen Konkretionen — dann aber auch durch ihre Maße. Sie gehören offenbar verschiedenen Rassen an.

| Maße in mm | gelbe Mandibeln | | braune Mandibel |
|---|---|---|---|
| Länge der Zahnreihe alveolar | 18 | 18 | 20 |
| „ von $P_4$ alveolar | 4 | 4 | 5 |
| Breite „ „ „ | 3,8 | 4 | 4 |
| Höhe des Kiefers unter $M_3$, außen | 15 | 15 | 16 |
| Dicke „ „ „ „ | 6 | 6 | 5,5 |

Einige Humeri aus den Materialien des Herrn Hofrat Toula sind etwa 93 mm lang bei etwa 18 und 15 mm Durchmesser der Oberenden und 12, 12, 11 bzw. 9, 9, 9 mm am Unterende. Sie stimmen in den Proportionen nicht übel mit *Lepus variabilis*, den ich im Wiener Hofmuseum[3]) zum Vergleich hatte. Gleichwohl dürfte es sich bei der kleinen Hasenrasse von Hundsheim (siehe bes. Taf. XIX [XLVII], Fig. C) nur um einen Repräsentanten dieser Form handeln, wie etwa der Alpensteinbock in derselben Ab-

1) Nach O. Schmidtgen, Ueber Reste von Wühlmäusen aus dem Mosbacher Sand. Notizblatt des Vereins für Erdkunde etc. Darmstadt 1912.

2) Die Nasalia teils weggebrochen, teils eingedrückt.

3) Es handelte sich um ein rezentes Vergleichstier des Alpenhasen, welches offenbar kleiner ist als der fossile Hase vom Kesslerloch, falls dieser überhaupt zum Alpenhasen gehört. Nach der Begleitfauna, Mammut, Renntier, möchte ich allerdings an *Lepus variabilis* glauben. Die Alpenhasenfrage hat viel Aehnlichkeit mit der Frage der diluvialen Murmeltiere, welche nach Hagmann erst nach der Eiszeit sich in *Arctomys marmota* und in *Arctomys bobac* differenziert haben.

lagerung durch *Ibex* cf. *priscus* Woldřich vertreten wird. Die folgenden Maße beziehen sich alle auf die kleinere Hasenrasse, deren Knochen weißlichgelb gefärbt sind, wie auch die Ueberreste des kleineren Maulwurfs und der schwächeren Wühlratte. Femora des Hasen sind 129 (121) mm lang. Die Breite oben quer über den Trochanteren beträgt 22 (23, 23) mm. Breite des Schaftes in der Mitte = 8 (8) mm. Breite des distalen Endes = 18 (18, 19) mm. Eine Beckenhälfte ist etwa 80 mm lang. Ein Kreuzbein mißt in sagittaler Richtung 52 mm; seine größte Breite vorn ist 33 mm. Die Höhe beträgt vorn 24 mm und 15 mm hinten. Schulterblätter sind am proximalen Ende 12 (12) mm breit und in der dazu senkrechten Richtung 9,5 (9,5) mm hoch. Oberenden von Tibien sind 19 (12,5) mm breit und 20 (19) mm tief; in zwei anderen Fällen 17 und 19 mm breit und tief. Zwei distale Tibiaenden messen von außen nach innen 15 (14) mm und 9,5 (8,5) mm von vorn nach hinten. Der zweite größere Unterkiefer ist gleichfalls in nat. Größe dargestellt (Taf. XIX [XLVII], Fig. A).

Auch in Kronstadt kamen Reste des Hasen ziemlich zahlreich vor und ebenso in der Knochenbreccie von Beremend in Ungarn. An den Alpenhasen darf in keinem dieser Fälle gedacht werden. Die Stücke, die mir von *Lepus? variabilis* vorliegen, stammen aus dem Magdalenien des Kesslerloches. Da sie alle viel stärker sind als die Reste der kleinen Hasen von Hundsheim, so könnten jene nur mit der größeren Rasse (braune Mandibel) von Hundsheim sich vergleichen lassen. Aber zu einem solchen Vergleich ist das Material unzureichend, da es ja große Exemplare von *Lepus europaeus* und von *Lepus variabilis* gibt. (Vgl. Woldřich, Diluviale Fauna etc. l. c. Teil II. pag. 42—51.)

### *Hystrix cristata* L.

Taf. XIX [XLVII], D und E in nat. Größe.

*Hystrix cristata* L. hat keine neuen Reste geliefert außer den beiden Metapodien, welche ich 1908 erwähnt habe. Diese beiden Knochen bringe ich auch auf Taf. XX [XLVIII] in Fig. n und o verkleinert zur Darstellung. Die von mir im Eggenburger Museum entdeckte Mandibel von *Hystrix* konnte ich leider nicht eingehender untersuchen. Ein mittlerer Metacarpus von *Hystrix major* Gervais (Ratonneau) ist 38 mm lang, womit unser Hundsheimer Metacarpale II vorzüglich übereinstimmt.

Nehring erwähnt das Stachelschwein vom Zwergloch in Oberfranken und von Saalfeld in Thüringen (Uebersicht über 24 mitteleuropäische Quartärfaunen, Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1880. pag. 496, und Ueber diluviale *Hystrix*-Reste aus bayrisch Oberfranken, Sitzungsber. d. naturf. Freunde zu Berlin. 1891. No. 10 (15. XII. 91).

Wegen der großen Seltenheit der Reste des diluvialen Stachelschweins füge ich noch folgende Fundorte an: Schmerling beschreibt in seinen „Ossemens fossiles etc." Zähne der *Hystrix* als „Aguti" auf pag. 114—116 und bildet sie auf t. 21 f. 36, 38, 39, 40 u. 41 ab. Lartet erkannte die Originale in Lüttich als Zähne der *Hystrix cristata* (Compt. rend. hebd. T. 49. 1859. pag. 511). Aus der Höhle von Montsaunés, die wir bereits als Fundort von *H. striata* kennen, bildete Harlé einen Astragalus dieses Nagers ab (Porcépique quaternaire de Montsaunés, Haute Garonne).

Wohl diluvialen Alters ist ferner der *Hystrix*-Fund auf der Insel Ratonneau bei Marseille. Auf diesen Fundort bezieht sich wohl Dawkins (Range of late pleistocene mammalia on the Continent, l. c.), wenn er *Hystrix dorsata* aus der Provence anführt. Die Angabe geht zurück auf P. Gervais, Compt. rend. hebd. de l'Academie des Sciences. T. 49. 1859. pag. 511 (*Hystrix major* Gervais), sowie Recherches sur l'ancienneté de l'Homme et la période quaternaire. Paris 1867. pag. 76—78. f. 3 (*Hystrix major* aus den Knochenbreccien von Ratonneau bei Marseille); pag. 17 t. 47 f. 11 bildet der-

selbe Autor *Hystrix refossa* ab aus vulkanischen Bildungen der Auvergne, ebenso in Zoologie et Paléontologie françaises. t. 48 f. 11, 11a. Die letztere Species ist oberpliocän.

Ein neues Vorkommen von *Hystrix* machte kürzlich Harlé bekannt in seiner Studie: Porc. épic. quaternaire des environs de Montréjeau (Haute Garonne). [Bull. de la Soc. géol. de France. Sér. 4 T. 10. 1910. pag. 740.] Es fand sich ein Schneidezahn in Begleitung folgender Arten: *Ursus arctos*, *Meles taxus*, *Canis lupus* (klein, $M_1$ = 23 mm), *Canis vulpes*, *Hyaena crocuta*, *Felis pardus*, *Elephas primigenius*, *Equus caballus*, *Sus scrofa*, *Capra ibex?*, *Cervus elaphus* L., *C. dama?*, *Lepus cuniculus* L., *Hystrix* cf. *major* Gervais. Herr Dr. Th. Kormos schrieb mir am 7. XII. 1912: „In Brassó (bei unseren Sachsen auch ‚Kronstadt' genannt) sammelte ich zweimal mit meinem Assistenten und wir fanden sehr interessante Sachen. *Neomys* kommt auch dort vor nebst *Hystrix hirsutirostris*, welcher eine Lokalform aus Jerusalem (subsp. *Aharonii* Müll.) am nächsten zu stehen scheint." Auf S. 80 [532] nannte ich neuere Funde aus Ungarn.

Die diluviale *Hystrix* ist wohl der Nachkomme von *Hystrix refossa* des Oberpliocäns von Issoire (Zool. et Pal. franç. pag. 349). In den Sanden von Eppelsheim erscheint *Hystrix primigenia* Kaup., in den schwäbischen Bohnerzen *Hystrix suevica* Schlosser (Beiträge zur Kenntnis der Säugetierreste aus den süddeutschen Bohnerzen, Geolog. u. Paläont. Abhandl. (Jena 1902). t. 1 f. 15). Aus Ostindien beschrieb Lydekker *Hystrix crassidens*, von Java Stremme eine analoge Form (Trinilwerk. t. 16). Ausführliche Behandlung erfuhr *Hystrix etrusca* Bosco in Palaeontographia italica. Vol. 4. 1898. pag. 141. t. 21 (Pisa).

Weitere Angaben, zumal über tertiäre Hystricidae finden sich bei Zittel: Handbuch der Paläontologie. Bd. 4. pag. 539.

In seinem Lehrbuch der Paläozoologie gibt Stromer v. Reichenbach eine gute Abbildung der jungdiluvialen *Hystrix* vom Dürrloch bei Regensburg (Pal. Samml. d. Bayr. Staates, München).

Jedenfalls gleichaltrig mit dieser zuletzt genannten Fauna von jungdiluvialem Alter und am ähnlichsten den Faunen der fränkischen und der Albhöhlen ist die Höhlenfauna des niederösterreichischen Waldviertels, die ich in Eggenburg studieren konnte dank dem Entgegenkommen des Herrn Krahuletz in Eggenburg. Ich fand hier Reste von:

| | |
|---|---|
| *Elephas primigenius* | selten |
| *Rhinoceros tichorhinus* | häufig |
| *Bos? primigenius* | selten |
| *Bison priscus* | Hornzapfen |
| *Cervus spelaeus* | mächtige Geweihstümpfe u. Mandibeln von Riesenhirschgröße |
| *Rangifer tarandus* | häufig |
| *Equus caballus* | sehr häufig |
| *Lepus? variabilis* | — |
| ***Hystrix cristata*** | eine Mandibel |
| *Mustela* sp. *(martes? foina?)* | mehrere Unterkiefer |
| *Gulo spelaeus* | eine Mandibel |
| *Hyaena spelaea* | sehr häufig |
| *Canis vulpes (lagopus?)* | selten |

| | |
|---|---|
| *Canis lupus* | mäßig häufig |
| *Ursus spelaeus* | selten |
| *Felis spelaea* | selten (ein Cranium) |

Diese Fauna zeigt sehr schön die Verschiedenheit von der älteren Hundsheimer Diluvialfauna. Hier haben wir nordische Faunenelemente, die in Hundsheim vollständig fehlen.

### *Cricetus phaeus foss.* Nehring.

Taf. XIX [XLVII], Fig. 1, 11, 26.

Vom Zwerghamster bringe ich 3 Abbildungen in natürlicher Größe von der Innen- und Außenseite. Die Zwerghamster sind Charaktertiere der südöstlichen Steppen. In jüngster Zeit wurden sie mehrfach in Ungarn nachgewiesen. Die altdiluvialen Hamster der Forestbed-Serie wurden kürzlich von E. T. Newton in Geol. Mag. Vol. 6. 3. III. 1909. pag. 110—113 (Hamster remains from the Norfolk-Forestbed) behandelt. Hier wurden die Steppenhamster nicht gefunden, so wenig wie in Mosbach und Süßenborn. Daß sie in Mauer fehlen, ist weniger überraschend.

Ueber die ungarischen Reste des Zwerghamsters hat Th. Kormos berichtet in den Mitteilungen aus dem Jahrbuche der Kgl. Ungar. Geol. Reichsanst. Bd. 19. Heft 4. pag. 186. Budapest 1911: *Canis (Cerdocyon) Petényii* n. sp. und andere interessante Funde aus dem Komitat Baranya).

Er schreibt über „*Cricetulus phaeus* Pallas“ des Fundortes Csarnóta im Distrikt Siklós des Komitats Baranya das Folgende:

„Zwei Unterkieferfragmente einer kleinen Hamsterart lassen sich nur mit dieser Species identifizieren. *Cr. phaeus* kommt auch bei Beremend — hier von A. Nehring festgestellt und in seiner Arbeit: *Dolomys Milleri*, *Spalax priscus*, *Cricetus phaeus*, *Myogale* etc. beschrieben (Ueber *Dolomys* nov. g. foss., Zool. Anzeiger. Bd. 21. 1898. No. 549. pag. 13—16. f. 1—3) — und am Somnichberg nächst Villány vor. In jüngster Zeit gelang es mir, diese Steppenart in den postglazialen Sedimenten des Puskaporos bei Hamor nachzuweisen (Die pleistocäne Fauna des Puskaporos bei Hamor, Mitteil. a. d. Jahrb. d. Kg. ung. Geol. Reichsanstalt. Bd. 29. Heft 3). Die Vorkommnisse im Komitat Baranya legen das Zeugnis dafür ab, daß diese Species nicht während der postglazialen Steppenperiode zum ersten Mal nach Ungarn gelangten.“

Hier trifft Kormos sicherlich das Richtige. Hat doch schon Woldřich im 2. Teile seiner Arbeit: Ueber die diluviale Fauna von Zuzlawitz bei Winterberg im Böhmerwalde. pag. 38—39 neben *Cricetus frumentarius* Pallas auch *Cricetulus* Pallas („sehr kleine Species“) aufgeführt und auf t. 3 f. 1, 2, 2a und 2b abbilden lassen, Figuren, die ganz mit den unsrigen auf Taf. XIX [XLVII] übereinstimmen.

Folgende Maße führt Woldřich an: Unterkiefer: Länge vom hinteren Innenrande der Schneidezahnalveole bis zum Hinterrande des Condylus 14, Lücke 5, Länge der Backenzahnreihe 4,2, Höhe des horizontalen Astes unterhalb der Alveole des 1. Backenzahnes 3,2 mm. Oberkiefer: Länge der Backenzahnreihe 4,1 mm.

### *Cricetus frumentarius* L. var. *major* Woldřich (Zuzlawitz. I. pag. 25).

Vom Hamster wurden auf Taf. XIX [XLVII], Fig. 9 ein linker Unterkiefer und ein oberer Schneidezahn abgebildet ebenda Fig. 10 (in $^3/_2$ nat. Größe). Er hat 2,7 mm Durchmesser der vorderen Kante. Größte Länge = 16 mm. Durchmesser (vorn-hinten) = 2,7 mm. Der beste Ueberrest ist ein linker Unterkiefer, dessen Kronfortsatz abgebrochen ist. Die Zahnreihe $M_1 + M_2 + M_3$ mißt 9,5 mm

gegenüber 9 mm eines Hamsterunterkiefers aus einer fränkischen Höhle (Hohlenfels bei Happurg-Hersbruck). Die Begleitfauna des Hamsters ist im letzteren Falle die bekannte jungdiluviale Fauna. In dem Knochenmaterial der Naturhistorischen Gesellschaft Nürnberg, welches mir Herr Dr. Bernett leihweise überließ, konnte ich die folgenden Arten nachweisen:

I. Perissodactyla: *Rhinoceros tichorhinus, Equus caballus.*

II. Proboscidea: *Elephas primigenius.*

III. Artiodactyla: *Cervus elaphus* var. *spelaeus* Owen, *Rangifer tarandus, Capella rupricapra* (Gemse), *Capra ibex* (Steinbock), *Bison priscus, Bos primigenius* (postglazial) zusammen mit vielen Wildschweinknochen und anderen Tieren des Waldes (Fuchs, Reh, Hase, Luchs).

IV. Nagetiere: *Castor fiber* (Biber), *Arctomys marmotta* (Alpenmurmeltier), Lemming (*Myodes torquatus?*), *Cricetus frumentarius, Lepus variabilis* (Alpenhase).

V. Carnivora: *Felis leo, Hyaena spelaea, Ursus spelaeus, Canis vulpes, Canis lagopus, Felis catus, Felis lynx?, Foetorius Kreijcii?* Woldřich, *Mustela martes?.*

VI. Vögel: *Lagopus alpinus, albus*, oder beide, Schneeeule? (Tarsometatarsus).

Eine gleichfalls nordische Fauna stellte ich in den sogenannten interglazialen Ablagerungen des Rhein-Herne-Kanals fest. Das betreffende Material befindet sich im städtischen Museum zu Essen und stammt aus „lößartigen" Ablagerungen. Es waren: *Myodes torquatus*, der Halsbandlemming, *Arvicola nivalis*, die Alpenratte. *Arvicola agrestis* und *Talpa europaea*, das heißt eine nordeuropäische bis mitteleuropäische Faunula.

---

Die Vogelfauna erfuhr eine schwache Vermehrung; es liegen jetzt Reste der folgenden Genera vor: Schwalbe, Habicht, Birkhuhn, Rebhuhn, Drossel, Reiher. Ich verweise auf Taf. XX [XLVIII].

Die niederen Wirbeltiere, zumal die Frösche und Kröten erfahren eher eine Beschränkung als Vermehrung der Artenzahl. Unter den Amphibien ist nur *Pelobates fuscus* sicher nachgewiesen, dessen Bestimmung ich Herrn Dr. Woltersdorf in Magdeburg verdanke.

*Pelobates fuscus* und *Bufo vulgaris* sind häufig im Diluvium nachgewiesen.

Einige Ilia bestimmte dieser vorzügliche Kenner als zu *Bulfo vulgaris* gehörig. „Für *Rana* spricht kein Knochen." Schlangen und Eidechsen, sowie ein Tausendfüßler (*Polydesmus* cf. *complanatus*) wurden schon pag. 220 l. c. 1906 von mir angegeben. Im übrigen verweise ich auf Taf. XIX [XLVII] und auf Taf. XX [XLVIII] sowie auf die ausführlichen Tafelerklärungen.

## Schluß.

Die Fauna von Hundsheim erfährt eine nicht unwesentliche Bereicherung durch die Funde in Deutsch-Altenburg. An diesem Fundort kamen die folgenden Arten zutage:

1. *Rhinoceros etruscus* var. *Hundsheimensis* Toula.
2. *Bos primigenius* Bojanus
3. *Bison priscus* Bojanus
4. *Cervus elaphus* L.
5. *Cervus dama* Brook.
6. *Capreolus caprea* Gray
7. *Felis leo* race *spelaea* Goldfuss
8. *Canis* cf. *neschersensis* Croizet
9. *Canis vulpes* L.
10. *Meles taxus* Pallas
11. *Equus germanicus* Nehring
12. *Myoxus glis* Schreber

In Hundsheim fanden sich folgende Wirbeltiere:

1. *Rhinoceros etruscus* var. *Hundsheimensis* Toula
2. *Elephas* sp. (wahrscheinlich *E. antiquus*)
3. *Bison priscus* Bojanus
4. *Bos primigenius* Bojanus
5. *Sus scropha* L.
6. *Capreolus caprea* Gray
7. *Cervus elaphus* L.
8. *Capra (Hemitragus) Stehlini* n. sp.
9. *Capra (Capra) Künssbergi* n. sp.
10. *Ibex* cf. *priscus* Woldřich
11. *Ovis (Ammotragus) Toulai* n. sp.
12. *Mus sylvaticus* L.
13. *Cricetus phaeus* Pall.
14. „ *vulgaris* Desm.
15. *Hystrix cristata* L.
16. *Lepus europaeus* Pallas
17. *Myoxus glis* Pallas
18. *Arvicola glareolus* Schreber
19. „ *arvalis* Pallas
20. „ *amphibius* L.
21. *Vespertilio murinus* Pall.
22. „ sp.
23. „ sp. sp.
24. *Sorex vulgaris* L.
25. *Sorex pygmaeus* L.
26. *Talpa europaea* L.
27. *Erinaceus europaeus* L.
28. *Canis aureus* Güldenstedt
29. „ cf. *neschersensis* Croizet
30. „ *lupus* L.
31. *Felis catus* L.
32. „ *pardus* var. *tulliana*
33. *Machairodus latidens* Owen
34. *Hyaena crocuta* var. *intermedia* De Serres
35. „ *striata* Zimm.
36. *Ursus arctos* L.
37. *Putorius putorius* L.
38. *Mustela vulgaris* Briss.
39. *Perdrix cinerea?*
40. *Ardea* sp.
41. *Tetrao tetrix*
42. *Hirundo* sp.
43. *Astur* sp.
44. *Turdus* sp.
45. *Lacerta* sp.
46. *Coluber* sp.
47. *Rana* sp.
48. *Pelobates* sp.

(49. *Polydesmus* sp.)

Hundsheim lieferte 38 Säugetierarten. Deutsch-Altenburg 5 weitere = 43. Dürnkrut an der March lieferte *Hippopotamus* (44). Heiligenstadt bei Wien den *Elephas primigenius trogontherii* (45) und *Rhinoceros Mercki* (46). Krems ein Skelett von *Elephas (meridionalis) trogontherii* (47) und Rannersdorf *Alces machlis* (48). Hiermit dürfte die mitteldiluviale Fauna fast erschöpft sein, während die altquartäre Fauna von Niederösterreich noch so gut wie ganz unbekannt ist. Sie wird uns um so besser aus Ungarn bekannt werden durch Dr. Kormos' Untersuchungen über das Präglazial von Püspök-Fürdö.

Der Vollständigkeit wegen wurden *Canis etruscus major*, *Ursus Deningeri* W. v. Reichenau, *Ursus arvernensis* Croizet, *Hyaena* sp. div. des Oberpliocäns und des ältesten Quartärs, schließlich auch *Machairodus crenatidens* Fabrini des Forestbed mitbehandelt. Somit ist hier zugleich eine Revision der Forestbed-Carnivoren vorgenommen worden, welche manche Aenderungen und Erweiterungen ergab. Auch die Carnivoren von Mosbach und Mauer erfuhren Ergänzungen und neue Deutungen. Schließlich wurden die Raubtiere von Taubach näher untersucht. Auch die übrigen Gruppen von Säugetieren des älteren Quartärs wurden kritisch gesichtet. *Rhinoceros etruscus* Falconer wurde beschränkt auf das Pliocän des Val d'Arno und die *Mastodon*-Schichten von Fulda. Von hier kam vor kurzem ein guter Unterkiefer dieser Art in den Besitz der städtischen Realschule jener Stadt. Das deutsche *Rhino-*

*ceros etruscus* FALCONER ist Ahne von *Rh. etruscus heidelbergensis* nov. subsp. und von *Rh. etruscus* var. *hundsheimensis* TOULA. Für Mosbach und Walton, England, konnte *Ovis* cf. *arkal*, das transkaspische Steppenschaf, festgestellt werden. Es ist hier gewissermaßen eine Parallelerscheinung zu *Saiga tatarica* des Themsetales. Die Gruppe der Mähnenschafe wurde zum ersten Male auf europäischem Boden zu Hundsheim nachgewiesen als *Ovis (Ammotragus) Toulai* n. sp. Die kaukasische Wildziege *Capra cylindricornis* erkannten wir als nächsten Verwandten von *Caprovis Savini* NEWTON und ein Analogon der kaukasischen *Capra Sewertzowi* lernten wir in einer neuen Art von Hundsheim kennen, welche als *Capra (capra) Künssbergi* bezeichnet wurde. Spreizung und Rückwärtsbiegung der Hörner unterscheiden sie von den Steinböcken, die nur spärlich in Hundsheim vertreten sind als *Ibex* cf. *priscus* WOLDŘICH. Die wichtigste neue Ziegenform von Hundsheim war *Capra (Hemitragus) Stehlini*, ein Verwandter des Thar von Arabien und der indischen Gebirge. Bis nach Südfrankreich (Dordogne) konnten wir ihre Spur verfolgen.

Die eigentlichen Antilopen sind zwar in Hundsheim nicht mehr nachweisbar, da die älteren Vergletscherungen sie vom europäischen Schauplatz vertrieben haben. In den Interglazialzeiten kehren sie nicht zurück. Doch konnten wir im Präglazial des Cromer Forestbed *Antilope Jaegeri*, eine Verwandte der afrikanischen Kudu-Antilope, nachweisen. Auch in der gleichaltrigen Ablagerung von Püspök-Fürdö (Bihar, Ungarn) erscheint diese große Form. Die europäisch-asiatischen Antilopen, wie *Saiga tatarica*, *Antilope rupicapra*, *Antilope subgutturosa*, *Nemorhoedus goral* sind nur im Jungquartär des mittleren und östlichen Europas spärlich vertreten, mit Ausnahme der beiden ersteren große Seltenheiten. Den Stamm der Boviden konnten wir bis ins Oberpliocän zurückverfolgen. Die Bisonten beginnen mit *Bison Schoetensacki*, einer kleinen Waldform in den Sanden von Mauer, Süßenborn, Cromer Forestbed etc. Die mitteldiluviale Taubach-Stufe läßt mittelgroße Waldformen von *Bison* sich entwickeln, deren Hörner noch nicht so weit ausladen, wie bei dem jungquartären *Bison priscus* der jüngeren Lößzeit. Das Genus *Bos* beginnt im Forestbed mit einer an *Bos etruscus* in seiner Schlankheit erinnernden Form, entwickelt sich aber bereits im Mitteldiluvium von Taubach und Hundsheim zu starken Waldformen, die als *Bos primigenius* zu bezeichnen sind. Viele stratigraphische und paläoklimatische Fragen wurden ihrer Lösung näher gebracht. Die Fortsetzung des Werkes soll in späteren Jahren erfolgen. Es werden da die Primaten, die Nashörner, Elefanten, Hirsche, Rinder, Ovibovinen und auch die Nagetiere eingehend dargestellt werden. Die rheinischen Säugetiere werden im Mittelpunkt der Betrachtungen stehen, so wie die Donaufaunen in der vorliegenden Arbeit im Vordergrunde standen.

## Berichtigung.

S. 46 [498] bis S. 55 [507] *Bison priscus* Hundsheim ist jeweils durch *Bos primigenius* Hundsheim zu ersetzen.

S. 68 [520]: Textfig. 32 ist ein Femur vom Fuchs (*Canis vulpes*), nicht vom Dachs (*Meles taxus*).

Ebenda: Textfig. 36 ist ein Unterkiefer vom Dachs, nicht aber vom Fuchs.

Ebenda: Textfig. 34: *Capra Künssbergi* Hundsheim $M_1$—$M_3$ (nicht $M_2$—$M_3$!).

S. 80 [532] u. f.: Lies Püspök-Fürdö statt Puspök-Fürdö.

Ebenda: Komárom (Komorn) statt Komáron m.

S. 91—96 [543—548]: Die Extremitätenknochen des großen Boviden von Hundsheim gehören zu *Bos primigenius*, nicht aber zu *Bison priscus*. Das gilt für den Humerus S. 92 [544], 1. Reihe oben, ferner für die Tibia S. 93 [545] unten rechts und für den Radius S. 94 [546] an viertletzter Stelle. Ebenso für den Metatarsus und Metacarpus desselben Skeletts von Hundsheim (Koll. Freudenberg, Weinheim) S. 95 [547], oben und unten an erster Stelle.

S. 96 [548]: Textfig. 45 ist *Bison europaeus* cf. var. *Schoetensacki* (nicht *priscus*!).

Ebenda u. f.: Lies Textfig. 46 ist *Bos primigenius* (nicht *Bison priscus*!).

S. 99 [551]: Länge des $M_1$ von *Bison priscus* Hundsheim = 29 mm, nicht 39! mm.

S. 119 [571]: Textfig. 53, *Equus germanicus* Nehring, stellt dieselben Zähne dar, wie Textfig. 68, in der Ansicht von innen.

Frommannsche Buchdruckerei (Hermann Pohle) in Jena — 4395

# Erklärung der Tafel I [XXIX].

(W. Freudenberg, Die Säugetiere des älteren Quartärs von Mitteleuropa.)

Fig. 1. *Rhinoceros etruscus* var. *Heidelbergensis* nov. subsp. Cranium von Mauer. $^1/_2$ nat. Gr. Im Privatbesitz des Verf.

Fig. 2. „ „ „ „ Linke Gehörregion. $^1/_3$ nat. Gr. Aus den Sanden von Mauer. In der Geol. Landesanstalt zu Darmstadt.

Fig. 3. Vorderes Schädeldach von *Rh. etruscus* var. *Heidelbergensis* aus den Sanden von Mauer. In der Sammlung der Großh. Bad. Geolog. Landesanstalt in Freiburg. Ein Nasenseptum ist nicht entwickelt. Hornstühle auch schwach, wohl einem Weibchen zugehörig. $^1/_3$ nat. Gr.

Fig. 4. Gaumenplatte mit sämtlichen Zähnen des *Rh. etruscus* var. *Heidelbergensis*. Etwa $^1/_3$ nat. Gr. Orig. in Freiburg, Bad., Geolog. Landesanstalt.

Fig. 5. Letzter oberer Molar der rechten Seite von *Rh. etruscus* var. *Heidelbergensis* aus Mauer. Im Geolog. Institut zu Tübingen. Etwa nat. Gr.

Fig. 6. Erster und zweiter Prämolar aus dem linken Oberkiefer des *Rh. etruscus* var. *Heidelbergensis* von Mauer. Etwa nat. Gr. Orig. im Geolog. Institut zu Straßburg.

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.

Geolog. u. Palaeont. Abhandlungen
N. F. Band XII (der ganzen Reihe Bd. XVI). Taf. XXIX.
Verlag von Gustav Fischer in Jena.

# Erklärung der Tafel II [XXX].

(W. Freudenberg, Die Säugetiere des älteren Quartärs von Mitteleuropa.)

Fig. 1. *Rhinoceros etruscus* FALCONER var. *Heidelbergensis* n. subsp. Vollständiger Unterkiefer aus altdiluvialem Rheinsand der Mosbacher Stufe. Pilgerhaus bei Weinheim. Sammlung des Verf. $^1/_3$ nat. Gr.

Fig. 2. *Rhinoceros etruscus* var. *Hundsheimensis* TOULA. Linke Mandibelhälfte aus Hundsheim.

Fig. 3. „ „ Milchgebiß des rechten Oberkiefers. $^1/_2$ nat. Gr. Geolog. Museum Tübingen, aus Mauer (wie die folgenden Stücke var. *Heidelbergensis*).

Fig. 4. „ „ Milchgebiß des linken Unterkiefers aus Mauer. $^2/_3$ nat. Gr. Geolog. Museum in Tübingen (aus der Sammlung des Verf.).

Fig. 5. „ „ Linker Humerus, mit zugehörigem Radius aus den Sanden von Mauer. Im Museum der Geolog. Landesanstalt zu Darmstadt. $^1/_4$ nat. Gr.

Fig. 6. „ „ Linke Ulna desselben Tieres, von gleichem Fundort, im selben Museum und in der nämlichen Vergrößerung.

Fig. 7. „ „ Nasenbeinspitze aus den Sanden von Mauer, in Darmstadt. $^1/_3$ nat. Gr.

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.

Geolog. u. Palaeont. Abhandlungen
N. F. Band XII (der ganzen Reihe Bd. XVI.). Taf. XXX.
Verlag von Gustav Fischer in Jena.

# Erklärung der Tafel III [XXXI].

(W. Freudenberg, Die Säugetiere des älteren Quartärs von Mitteleuropa.)

Fig. 1. *Rhinoceros etruscus* FALCONER. Rechter Unterkiefer mit ($M_3$—$P_3$) von oben, wahrscheinlich aus Hangenbieten. Im Geolog. Institut zu Straßburg. $^2/_3$ nat. Gr.

Fig. 2. „ „ Linker Unterkiefer von der Seite. $^1/_3$—$^1/_4$ der nat. Gr. (11,3 : 40). Aus den Sanden von Mauer bei Heidelberg. Im Geolog. Museum (Landesmuseum) zu Darmstadt.

Fig. 3. *Elephas antiquus* FALCONER von Mauer. $M_2$ des rechten Unterkiefers. Ca. $^1/_2$ nat. Gr. Orig. in der Sammlung der Geolog. Landesanstalt zu Darmstadt.

Fig. 4 a u. b. *Elephas antiquus* FALCONER. Milchmolarenfragment aus dem älteren Löß von Achenheim. Orig. in Tübingen, Geolog. Institut, Koll. WERNERT. Aufnahme etwas unter der natürlichen Größe von der Seite und von oben.

Fig. 5. *Elephas (meridionalis) Trogontherii* POHLIG. $M^3$ rechts. Altdiluviales Tonlager von Jockgrim in der Pfalz. Koll. FREUDENBERG. $^1/_3$ nat. Gr.

Fig. 6. *Bison Schoetensacki* nov. sp. Rechter Radius. $^1/_3$ nat. Gr. Aus den Sanden von Mosbach. Koll. FREUDENBERG.

Fig. 7. *Bos primigenius* BOJANUS. Linker Unterarm. Hundsheim. $^1/_3$ nat. Gr. Koll. FREUDENBERG.

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.

Geolog. u. Palaeont. Abhandlungen
N. F. Band XII (der ganzen Reihe Bd. XVI.). Taf. XXXI.
Verlag von Gustav Fischer in Jena.

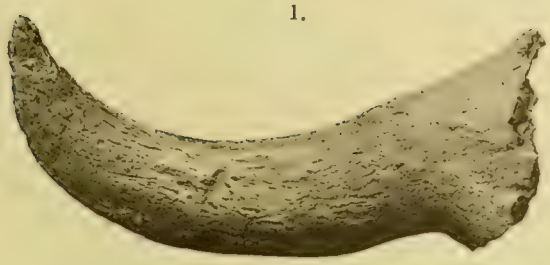
# Erklärung der Tafel IV [XXXII].

(W. Freudenberg, Die Säugetiere des älteren Quartärs von Mitteleuropa.)

Fig. 1. *Bison priscus*, Orig. H. v. MEYERS, Frankfurt a. M. Schädel aus jungem Diluvium des Rheins.
Fig. 2. *Bison* cf. *Schoetensacki* nov. sp. Frankfurt a. M. Schädel aus den Sanden von Mosbach. ♀?
Fig. 3. *Bison Schoetensacki*. ♀. British Museum M/6559. Horn aus dem Cromer-Forestbed.
Fig. 4. „ „ ♂. Darmstadt, Geolog. Landesanstalt. Horn aus den Sanden von Mauer.
Fig. 5. *Bison* cf. *Schoetensacki*. Letzter oberer Molar. Aus den Sanden von Mosbach, in Darmstadt.
Fig. 6. *Bison Schoetensacki*. Schädelfragment aus den Sanden von Mauer. Darmstadt, Geolog. Landesanstalt. ♂. Typus der neuen Art, bzw. Unterart von *Bison europaeus*.
Fig. 7. *Bison Schoetensacki* aus Mosbach
Fig. 8. „ „ „ Mauer
Fig. 9. „ *priscus* aus Löß von Weinheim
Fig. 10. *Bos primigenius* Le Pecq bei Paris
} Obere Molaren, in Koll. FREUDENBERG, wie Fig. 5 in nat. Gr.
Fig. 11. *Ovis* cfr. *arkal* aus Mosbach. Rechter Hornkern von innen, in nat. Gr. Geolog. Institut in Halle.

1.

2.

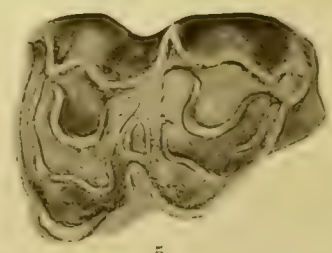


3.

11.

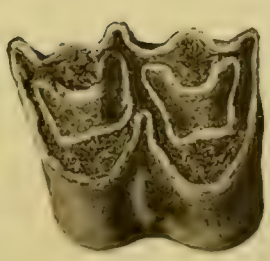
4

6.

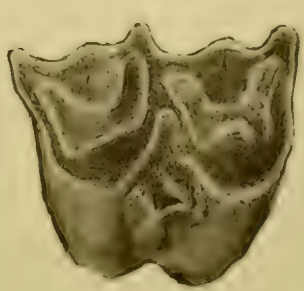


5.

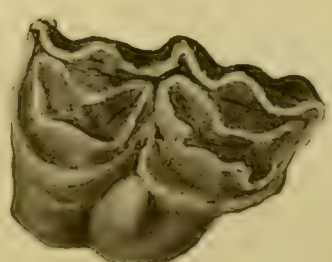
7.



8.



9.



10.

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.

Geolog. u. Palaeont. Abhandlungen
N. F. Band XII (der ganzen Reihe Bd. XVI). Taf. XXXII.
Verlag von Gustav Fischer in Jena.

# Erklärung der Tafel V [XXXIII].

(W. Freudenberg, Die Säugetiere des älteren Quartärs von Mitteleuropa.)

Fig. 1. *Bison Schoetensacki.* Oberer Molar. Nat. Gr. Brit. Museum M/6563. Forestbed.

Fig. 2. *Bison* cf. *Schoetensacki.* Mosbach. Nat. Gr.
Fig. 3. „ „ Mauer. Nat. Gr.
Fig. 4. *Bos primigenius.* Le Pecq bei Paris (Moustérien).
} obere Molaren, von außen gesehen.

Fig. 5. *Ovis (Ammotragus) Toulai* n. sp. Obere Molaren. Nat. Gr. Hundsheim (Koll. Frdbrg).

Fig. 6. *Capra (Hemitragus) Stehlini* n. sp. Obere Molaren mit $P_4$. (München). Zu dem Gehörn gehörig, welches zur Hälfte in München aufbewahrt wird, zur anderen Hälfte in der Sammlung des Verf. (Weinheim) liegt. Von außen gesehen. Nat. Gr. Hundsheim.

Fig. 7 u. 8. *Capra Stehlini* nov. sp. in nat. Gr. Céou, Dordogne. Orig. in Basel, Naturhistorisches Museum. Unterer und oberer Molar, $M_3$ und $M^3$, von außen gesehen.

Fig. 9. *Ovis Toulai* n. sp. Obere Zahnreihe aus Hundsheim. (Wien.) Verkleinert auf $^1/_2$ nat. Gr.

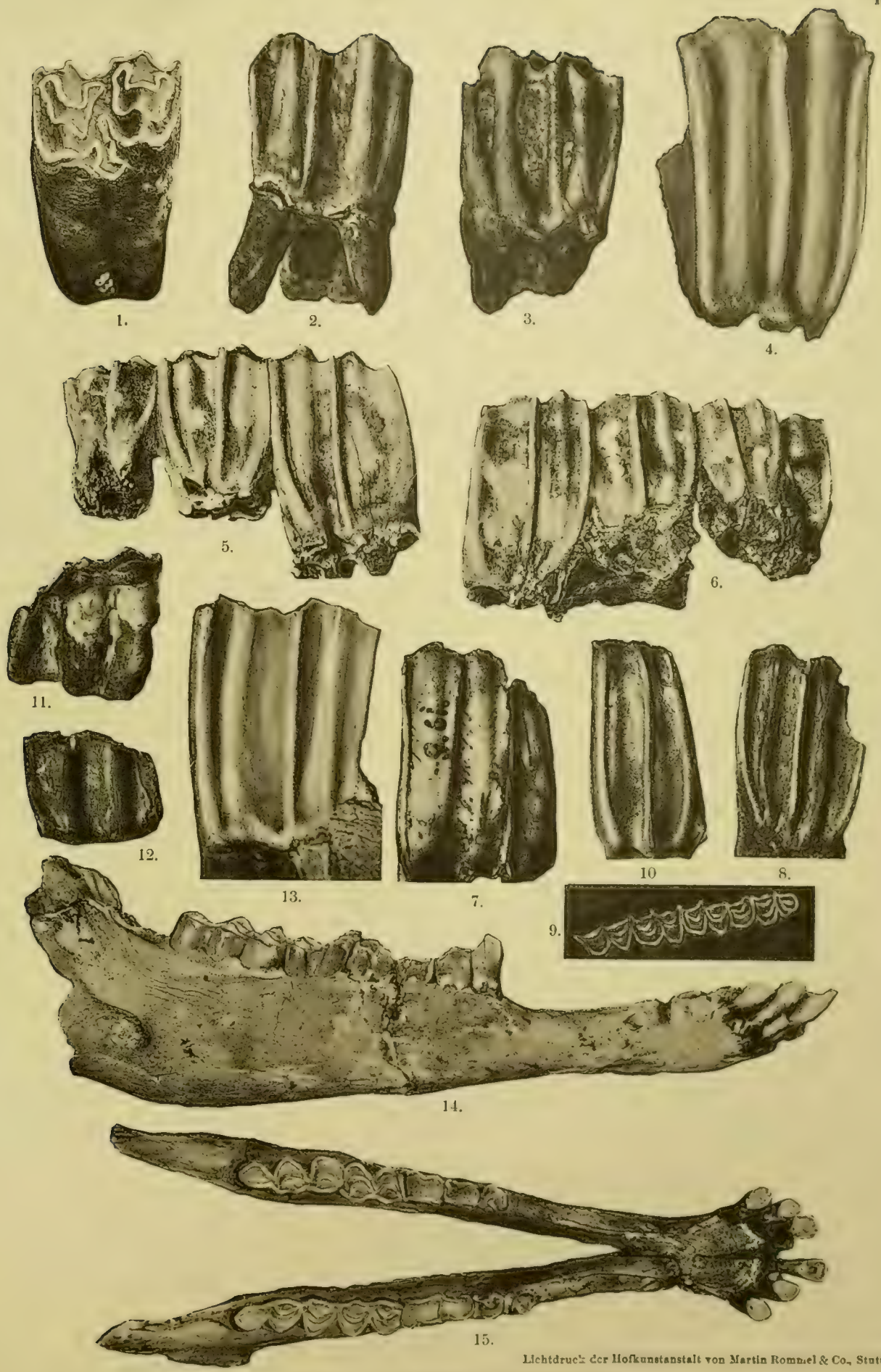
Fig. 10. *Capra jamlaica.* Letzter oberer Molar. Nat. Gr. Himalaya.

Fig. 11. Oberer $M^3$ von *Ibex* sp. Sirgenstein. Orig. in Tübingen.
Fig. 12. Unterer $M_3$ von *Ibex* sp. Sirgenstein. Orig. in Tübingen.
} In nat. Gr.

Fig. 13. *Bison priscus.* Oberer Molar. Weinheim. Nat. Gr.

Fig. 14. *Ovis (Ammotragus) Toulai.* Unterkiefer. $^2/_3$ nat. Gr. Hundsheim (Wien).

Fig. 15. Derselbe von oben, in $^2/_3$ nat. Gr. Zwei Incisiven fehlen.




Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart

Geolog. u. Palaeont. Abhandlungen
N. F. Band XII (der ganzen Reihe Bd. XVI). Taf. XXXIII.
Verlag von Gustav Fischer in Jena.

# Erklärung der Tafel VI [XXXIV].

(W. Freudenberg, Die Säugetiere des älteren Quartärs von Mitteleuropa.)

Fig. 1a. *Ovis (Ammotragus) Toulai* n. sp. Horn eines alten Weibchens von der Seite in $^2/_3$ nat. Gr.

Fig. 1b—f. *Capra (Hemitragus) Stehlini* nov. sp. b, c, d und f Hornkerne des Typus der Art, von vorn, von der Seite bzw. von hinten. e zeigt eine linke Molarenreihe des Typus, c ist vermutlich einem jungen Bocke zuzuweisen, d, e, f zu einem alten Bock gehörig, b ein altes weibliches Horn. d und f sind Hinteransicht und Seitenansicht von Gehörnen, zur Zahnreihe gehörig. Etwa $^1/_2$ nat. Gr. 1a, 1b, 1c im Wiener Hofmuseum, 1d, 1e, 1f (Weinheim und München). Hundsheim.

Fig. 2a. *Capra (Capra) Künssbergi* n. sp. Schädelbruchstück von der Seite, in $^2/_3$ nat. Gr. Hofmuseum Wien. Hundsheim.

Fig. 2b. Dasselbe von vorn in $^2/_3$ nat. Gr.

Fig. 3a. Metacarpale von *Ovis Toulai.* $^2/_3$ nat. Gr.
Fig. 3b. Metatarsale von „ „ $^2/_3$ nat. Gr. } Koll. FREUDENBERG (Weinheim). Hundsheim.

Fig. 4. *Capreolus caprea* GRAY. Seitenzehe und seitliches Metapodium in $^2/_3$ nat. Gr. Koll. FREUDENBERG (Weinheim). Hundsheim.

Fig. 5. *Capra Stehlini.* Hornbasis vorn in $^2/_3$ nat. Gr. Koll. FREUDENBERG (Weinheim). Hundsheim.

Fig. 6. *Ovis Toulai.* Hundsheim. Seitliches Metapodium, von der Hinterseite des Metatarsus oben.

Fig. 7. Oberes Milchgebiß von *Ovis Toulai* in $^2/_3$ nat. Gr. Beide in Koll. FREUDENBERG (Hundsheim).

Fig. 8. Oberer Molar von *Bos primigenius.* „Hochterrasse" von Steinheim a. d. Murr. Nat. Gr. (In Tübingen.)

Fig. 9. Oberer Molar von *Bison Schoetensacki* von Mauer. Nat. Gr. Orig. in Tübingen.

Fig. 10. Rechter Hornkern von *Bison Schoetensacki* ♂. Cromer Forestbed. Orig. im Brit. Museum. „*Bison bonasus*". In $^1/_3$ der nat. Gr.

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.

Geolog. u. Palaeont. Abhandlungen
N. F. Band XII (der ganzen Reihe Bd. XVI). Taf. XXXIV.
Verlag von Gustav Fischer in Jena.

# Erklärung der Tafel VII [XXXV].

(W. Freudenberg, Die Säugetiere des älteren Quartärs von Mitteleuropa.)

Fig. 1. *Ibex alpinus* ♂ juv. Stirnansicht wie Fig. 2 und 3. Ca. $^1/_2$ nat. Gr. Züchtung Girtanger. (Berlin, Museum für Naturkunde.)

Fig. 2. *Capra Severtzowi* ♂ juv. Ca. $^1/_2$ nat. Gr. Aus dem Kaukasus. (Berlin, Museum für Naturkunde.)

Fig. 3. *Capra (Capra) Künssbergi.* $^1/_2$ nat. Gr. Hundsheim. Hofmuseum in Wien.

Fig. 4. „*Capra* sp." (Owen, Brit. foss. Mamm. fig. 204). Walton, Essex. Ist wahrscheinlich *Ovis arkal* (♀). In $^1/_2$ nat. Gr.

Fig. 5. *Capra Stehlini* nov. sp. Hundsheim. Nat. Gr. Rekonstruktion nach Fig. 1 b, Taf. VI [XXXIV].

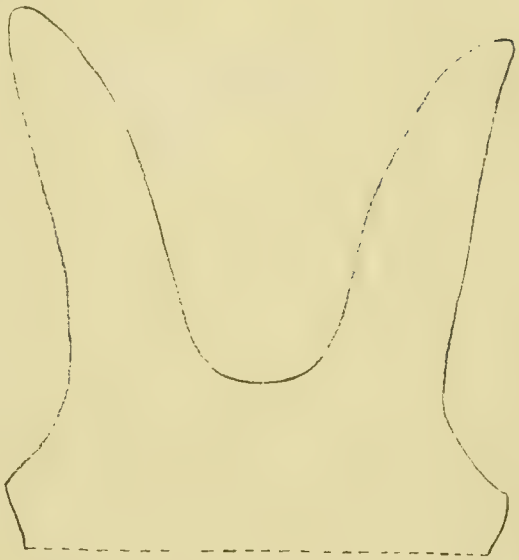
Fig. 5a. Querschnitt des Hornes an der Basis
Fig. 5b. „ „ „ in der Mitte
} nach Taf. VI [XXXIV], Fig. 1 b (♀).

In diesen beiden Figuren liegt die scharfe Vorderkante (als Spitze) oben und die flache Innenseite links. Beide in nat. Gr.

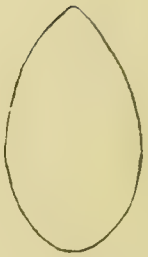
Fig. 6a. Spitze eines Hornkernes des erwachsenen, weiblichen Wildschafes *Ammotragus Toulai.* Hundsheim. Nat. Gr. wie Fig. 6 b. Gegenseite von Fig. 1 a Taf. VI [XXXIV].

Fig. 6b. Querschnitt in der Mitte des Hornes. Die Rundung liegt hinten, vgl. Taf. VIII [XXXVI], Fig. 5.

5 a.



3.



5 b.

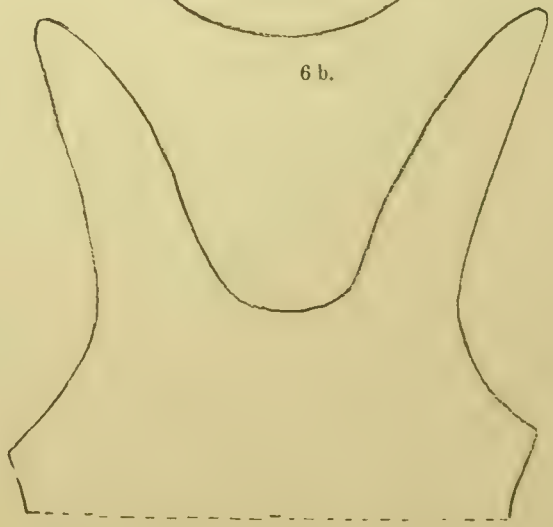
5.

4.

6 a.

6 b.

1.



2.

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.

Geolog. u. Palaeont. Abhandlungen
N. F. Band XII (der ganzen Reihe Bd. XVI). Taf. XXXV.
Verlag von Gustav Fischer in Jena.

# Erklärung der Tafel VIII [XXXVI].

(W. Freudenberg, Die Säugetiere des älteren Quartärs von Mitteleuropa.)

Fig. 1. *Caprovis Savini* NEWTON E. T. Kopie. $^1/_2$ des Originals aus dem Cromer Forestbed.

Fig. 1 a. Querschnitt des Hornes an der Basis. Die Furchen liegen im Basalschnitt auf der Rückseite des Hornes. In $^1/_2$ nat. Gr.

Fig. 1 b. Querschnitt durch die Hornmitte, zeigt die Furchen bereits auf der Vorderseite. $^1/_2$ nat. Gr.

Fig. 2. *Capra Pallasi* ♂ ad. Naturalienkabinett in Stuttgart. $^2/_3$ nat. Gr. Nach Photographie gezeichnet.

Fig. 2 a u. b entsprechen Fig. 1 a und b. Deutung wie dort.

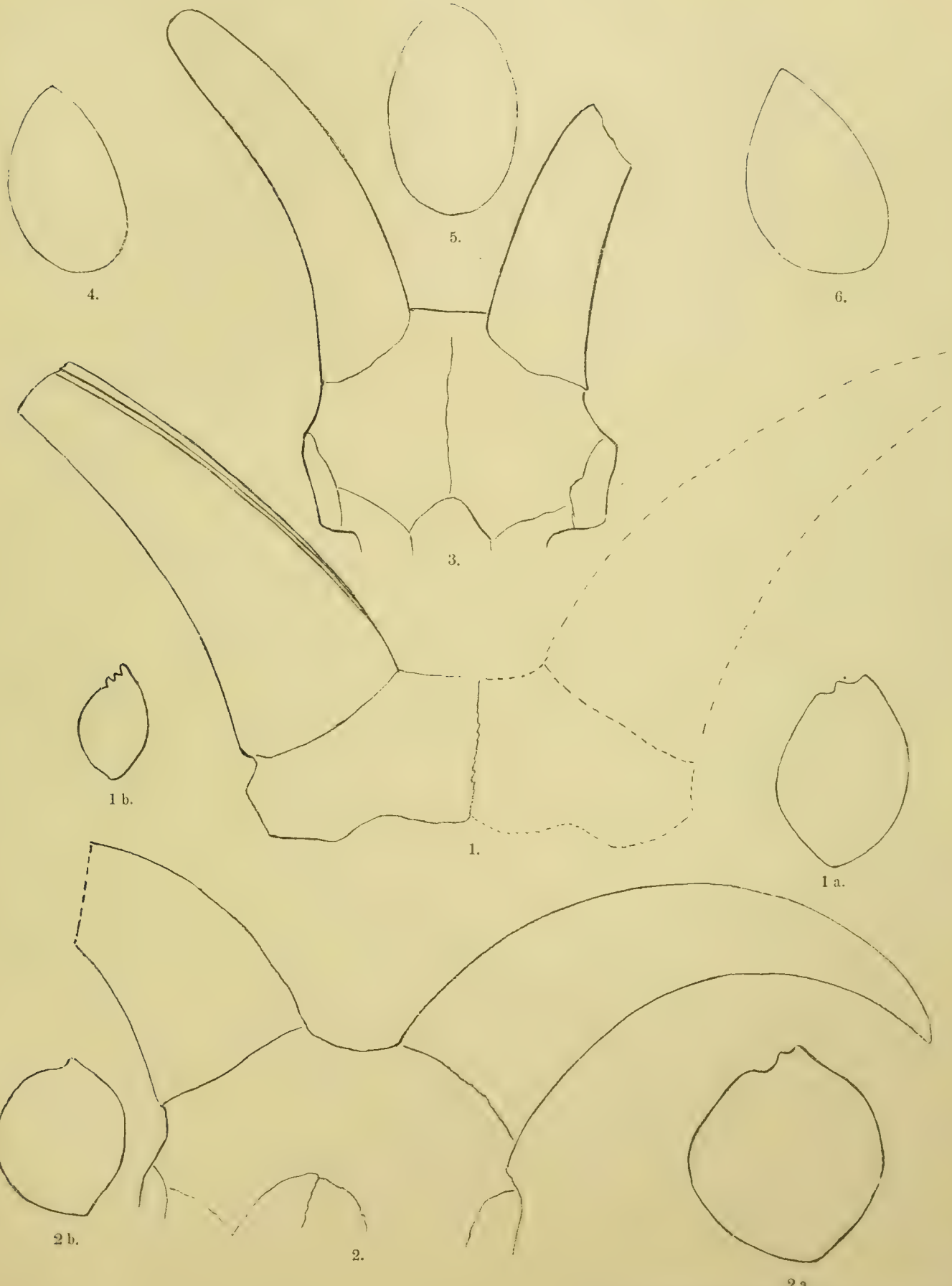
Diese Schnitte wurden nach Maßen des Baseler Craniums in $^1/_2$ nat. Gr. gezeichnet. Sie zeigen, wie auch die Hornumrisse, die nahe Verwandtschaft beider Formen.

Fig. 3. *Capra pyrenaica* ♂ ad., nach FORSYTH MAJOR gezeichnet. (Stambecchi viventi e fossili tab. 6, Cranium in Tolosa).

Fig. 4. *Ovis Arkal* ♀ A. 4413. Museum für Naturkunde. Basaler Querschnitt des l. Hornknochens. Die Zuschärfung liegt hinten. Nat. Gr.

Fig. 5. *Ovis Polii* BLYTH. Hornquerschnitt eines Weibchens. Original in Stuttgart. Nat. Gr.

Fig. 6. *Ovis* cf. *Arkal*, Basisquerschnitt des Mosbacher Hornzapfens; Stellung wie bei Fig. 4. Die stark gewölbte Seite ist nach außen, die flachere nach innen gerichtet. Vgl. unsere Taf. VII [XXXV], Fig. 4. Der Hornquerschnitt (ebenso die Hornstellung), ist fast der gleiche, wie in Taf. VII [XXXV], Fig. 4 mit 32 : 20 (gegen 35 : 20 rezent) und 40 : 24 mm Durchmesser beim Fossil von Mosbach. Fig. 4, 5 und 6 sind in natürlicher Größe gehalten.




Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart

Geolog. u. Palaeont. Abhandlungen
N. F. Band XII (der ganzen Reihe Bd. XVI). Taf. XXXVI.
Verlag von Gustav Fischer in Jena.

# Erklärung der Tafel IX [XXXVII].

(W. Freudenberg, Die Säugetiere des älteren Quartärs von Mitteleuropa.)

Fig. 1. *Bison Schoetensacki* n. sp. Metatarsale von Mauer. Darmstadt, Geolog. Landesanstalt.

Fig. 2. *Cervus elaphus* L. Metatarsale von Mauer. Darmstadt, Geolog. Landesanstalt.
Beide $^2/_5$ nat. Gr.

Fig. 3. *Cervus elaphus* L. Abwurfstange. Hundsheim. (Vergrößerung wie bei den *Hippopotamus*-Resten, etwa $^1/_4$ nat. Gr.)

Fig. 4. „ „ Mosbach. Schädelechtes Geweih, von 4 Abwurfstangen flankiert. Gruppe im alten Senckenbergschen Museum zu Frankfurt a. M. $^1/_{10}$ nat. Gr.

Fig. 5. „ „ Löß von Wylen. Museum Basel. $^1/_6$ nat. Gr. } gehören zu *Cervus (elaphus)*

Fig. 6. „ „ Ofnet, Hyänenschicht. Pm. Tübingen. $^2/_3$ „ „ } race *spelaeus* Owen.

Fig. 7. Astragalus von *Hippopotamus major* Cuvier. Sand von Mosbach. Koll. Freudenberg. Maßstab 1 : $3^3/_4$.

Fig. 8. Unterer Molar ($M_2$) l. von *Hippopotamus amphibius* L. Altdiluviales Tonlager von Jockgrim. Sammlung des Verf. Maßstab 1 : $3^1/_2$.

Fig. 9. *Capreolus* sp. Mauer-Sand. Orig. in Straßburg. Unterkiefer. Nat. Gr.

Fig. 10. *Capreolus caprea* Gray. Hundsheim. Sammlung des Verf. $^2/_3$ nat. Gr. Unterkiefer.

Fig. 11. Erster oberer Prämolar vom Reh des gleichen Fundortes, in $^2/_3$ nat. Gr. Koll. Freudenberg.

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.

Geolog. u. Palaeont. Abhandlungen
N. F. Band XII (der ganzen Reihe Bd. XVI). Taf. XXXVII.
Verlag von Gustav Fischer in Jena.

# Erklärung der Tafel X [XXXVIII].

(W. Freudenberg, Die Säugetiere des älteren Quartärs von Mitteleuropa.)

# Erklärung der Tafel X [XXXVIII].

(W. Freudenberg, Die Säugetiere des älteren Quartärs von Mitteleuropa.)

Fig. 1. *Ursus arctos* L. race *priscus* GOLDFUSS. Hundsheimer Schädel, im Hofmuseum in Wien. Etwa $^3/_7$ nat. Gr.

Fig. 2. Der gleiche, von der Schädelbasis gesehen.

Fig. 3. *Ursus arctos* race *priscus*. Heppenloch (Württemberg). Nat.-Kabinett Stuttgart. 3a, Mandibel mit C, $P_4$ und $M_1$. Darunter, 3,b, Mandibelfragment mit $M_2$ und $M_3$. Rechts davon, 3c, ein oberer rechter $P^4$ (Reißzahn) und 3d ein Maxillenfragment mit $M^1$ und $M^2$. Darunter ist

Fig. 4. ein $M^2$ max. des *Ursus Deningeri* aus Mauer abgebildet. Links von demselben folgt ein:

Fig. 5. Unterkieferbruchstück von *Sus scrofa* var. *priscus* DE SERRES mit $M_3$ und $M_2$. Vom Fundorte der Reste des braunen Bären (Heppenloch). Alles in nat. Gr. Im Naturalienkabinett Stuttgart. Nur Fig. 4 in der Sammlung des Verf. (Weinheim).

Fig. 6. Unterkieferbruchstück von *Sus scrofa* aus Hundsheim. $^1/_2$ nat. Gr. (Wien.)

Fig. 7. Linker Unterkiefer von *Ursus arctos* im Zahnwechsel. Hundsheim. Koll. FRDBG. $^2/_3$ nat. Gr.

Fig. 8. Os cuboideum? von *Machairodus*. Hundsheim. Der Knochen ist in liegender Stellung von außen gesehen, in ca. $^2/_3$ nat. Gr. (29 Länge zu 19 mm Breite) dargestellt. Koll. FREUDENBERG.

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.

Geolog. u. Palaeont. Abhandlungen
N. F. Band XII (der ganzen Reihe Bd. XVI). Taf. XXXVIII.
Verlag von Gustav Fischer in Jena.

# Erklärung der Tafel XI [XXXIX].

(W. Freudenberg, Die Säugetiere des älteren Quartärs von Mitteleuropa.)

Fig. 1. *Ursus arvernensis* CROIZET. Cromer Forestbed. Sav. Koll. British Museum M/6204. Oberer Eckzahn. $^3/_4$ nat. Gr.

Fig. 2. „ „ „ Rechter Mandibelramus mit C. Sand von Mauer. Geolog. Institut Tübingen. $^2/_3$ nat. Gr.

Fig. 3. „ *Deningeri* W. v. REICHENAU. $M_2$ unten, von Mauer. Geolog. Institut in Straßburg. Nat. Gr.

Fig. 4. „ „ „ Unterkiefer mit $M_2$, von Mauer im Geolog. Institut zu Tübingen. Etwa $^2/_3$ nat. Gr.

1.

2.

3.

4.

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart

Geolog. u. Palaeont. Abhandlungen
N. F. Band XII (der ganzen Reihe Bd. XVI.). Taf. XXXIX.
Verlag von Gustav Fischer in Jena.

# Erklärung der Tafel XII [XL].

(W. Freudenberg, Die Säugetiere des älteren Quartärs von Mitteleuropa.)

Fig. 1. *Canis etruscus* FORSYTH MAJOR. Val d'Arno. Basel V. A. 365. Nat. Gr. (Rechter Unterkiefer.)

Fig. 2. *Canis* cf. *etruscus* FORSYTH MAJOR. Cromer Forestbed. Brit. Museum, (2a) M/6169, (2b) M/6170. $^1/_2$ nat. Gr. (Unterkieferbruchstücke.)

Fig. 3. *Canis lupus* L. Taubach. Geolog. Institut Halle. Nat. Gr. (Oberer erster Molar.)

Fig. 4 u. 5. *Canis lupus* L. race *neschersensis* CROIZET. Hundsheim. Wiener Hofmuseum. Unterkiefer in nat. Gr., von der Seite und von oben.

Fig. 6. *Canis aureus* GÜLDENSTEDT. Metacarpalia und Metatarsalia a—i. Von links nach rechts sind es die folgenden: Metacarpale II l. (a) von Kronstadt in Siebenbürgen; das nächste ist unbestimmt, doch vom selben Fundort (b). Metacarpalia IV l. (c), III l. (d), II l. (e), V r. (f), IV r. (g) sind jugendliche Mittelhandknochen des Schakals von Hundsheim. Darunter sind in liegender Stellung Metatarsale III l. (h) und Metatarsale V l. (i) von Kronstadt bzw. von Hundsheim abgebildet. Die Kronstadter Stücke vom Gesprengberg bei Kronstadt werden im dortigen Museum, die Hundsheimer Reste werden in Wien aufbewahrt. Aufnahme von vorn, in ca. $^4/_5$—$^5/_7$ nat. Gr.

Fig. 7. *Canis aureus* GÜLDENSTEDT. Ulna. Hundsheim (Wien). $^3/_4$ nat. Gr.

Fig. 8. Metatarsale von *Canis* cf. *neschersensis* CROIZET, von Hundsheim. $^1/_2$ nat. Gr.

Fig. 9. Ulna, wahrscheinlich von *Hystrix*, Hundsheim. $^3/_4$ nat. Gr.

Fig. 10. *Canis aureus* GÜLDENSTEDT. Calcaneus. Hundsheim (Wien). $^3/_4$ nat. Gr.

Fig. 11. „ „ „ Mandibelbruchstück. Hundsheim (Wien). $^3/_4$ nat. Gr.

Fig. 12. „ „ „ Tibia. Kronstadt (Brassó). $^3/_4$ nat. Gr.

Fig. 13. „ *lupus* L. Humerusende. Erpfingen (Tübingen). $^3/_4$ nat. Gr.

Fig. 14. „ *aureus* GÜLDENSTEDT. Femurende. Hundsheim (Wien). $^3/_4$ nat. Gr.

Fig. 15. „ *lupus* L. Humerusende. Hundsheim (Wien). $^3/_4$ nat. Gr.

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.

# Erklärung der Tafel XIII [XLI]

(W. Freudenberg, Die Säugetiere des älteren Quartärs von Mitteleuropa.)

Fig. 1. *Hyaena striata* var. *prisca* DE SERRES. Ulna links (1 b); Humerus-Distalenden unten (1 a) und oben (1 d); Radius oben (1 c). $^3/_4$ nat. Gr. Wien, Hofmuseum. Koll. TOULA.

Fig. 2 u. 3. *Hyaena arvernensis* CROIZET et JOBERT von Mauer. Koll. FREUDENBERG. Vorletzter oberer Prämolar von außen und von oben gesehen. Nat. Gr.

Fig. 4. a *Hyaena robusta* WEITHOFER. Forestbed. Brit. Mus. M/6164. b *Hyaena robusta* WEITHOFER Val d'Arno. Brit. Mus. M/4478. $^1/_2$ nat. Gr.

Fig. 5. *Hyaena crocuta* var. *intermedia* DE SERRES. Forestbed. Brit. Mus. $^3/_4$ nat. Gr.

Fig. 6. „ „ Grays Thurrock. Brit. Mus. M/6167. $^1/_2$ nat. Gr.

Fig. 7. „ „ Typus der race *intermedia* DE SERRES, aus Lunel-Viel. Mus. Basel. Nat. Gr.

Fig. 8. „ *antiqua*, LANCESTER. Bohnerz von Tuttlingen ($P^3$). $^3/_5$ nat. Gr., von oben gesehen.

Fig. 8a. Der gleiche Zahn von der Innenseite. $^3/_5$ nat. Gr. Geolog. Institut, Tübingen.

Fig. 9. *Hyaena robusta* WEITHOFER. $P_4$ des Unterkiefers. Cromer Forestbed. Brit. Mus. M/6203. In $^3/_4$ nat. Gr.

Fig. 10. „ „ „ $P_4$ und $M_1$. Val d'Arno. Brit. Mus. M/4478. In $^3/_4$ nat. Gr.

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.

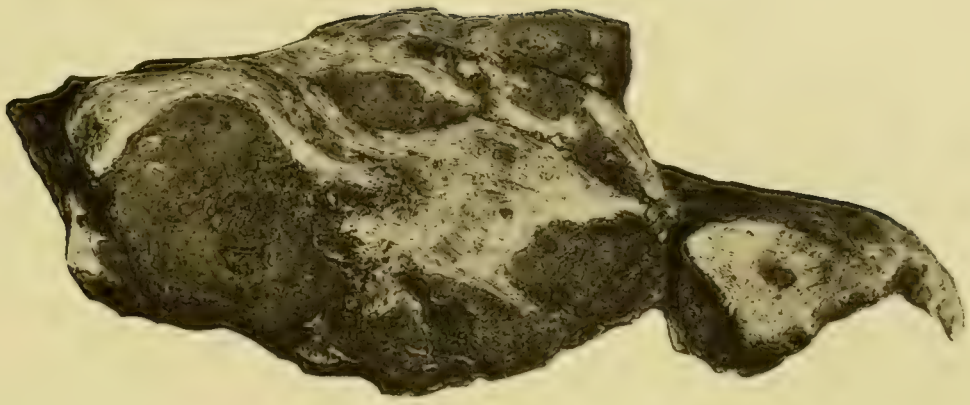
Geolog. u. Palaeont. Abhandlungen
N. F. Band XII (der ganzen Reihe Bd. XVI). Taf. XLI.
Verlag von Gustav Fischer in Jena.

# Erklärung der Tafel XIV [XLII].

(W. Freudenberg, Die Säugetiere des älteren Quartärs von Mitteleuropa.)

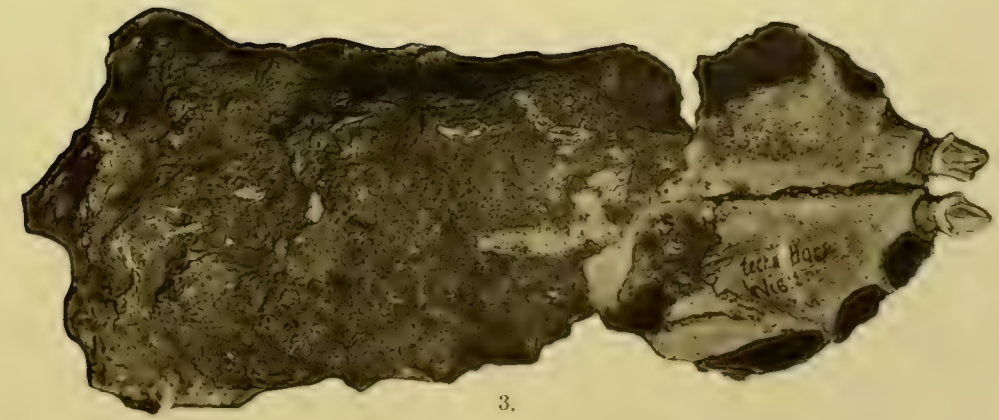
Fig. 1. *Machairodus latidens* Owen, Schädelbruchstück von der Seite, in $^2/_3$ nat. Gr.
Fig. 2. „ „ „ „ von oben, in $^2/_3$ nat. Gr.
Fig. 3. „ „ „ „ von unten, in $^2/_3$ nat. Gr.

Aus dem Höhlenspalt von Hundsheim — ältere Breccien — gesammelt von F. Toula. Hofmuseum in Wien.



1.

2.



3.

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.

Geolog. u. Palaeont. Abhandlungen
N. F. Band XII (der ganzen Reihe Bd. XVI). Taf. XLII.
Verlag von Gustav Fischer in Jena.

# Erklärung der Tafel XV [XLIII].

(W. Freudenberg, Die Säugetiere des älteren Quartärs von Mitteleuropa.)

Fig. 1. *Machairodus latidens* Owen. Oberkieferfragment von der Gaumenseite mit $P_3$, $P_4$ (Reißzahn) und der Alveole des dazu senkrecht gestellten $M_1$. Nat. Gr.

Fig. 2. „ „ „ Dasselbe Bruchstück, von der Seite gesehen, mit dem Reißzahn. Nat. Gr. Hofmuseum Wien, Koll. Toula. Hundsheim.

Fig. 3. Ulnafragment von *Hyaena crociuta* (race *intermedia* de Serres). Oberende, von innen gesehen. Nat. Gr. Hofmuseum Wien, Koll. Toula. Hundsheim.

Fig. 4. Rechter Mandibelast von *Machairodus latidens*. $^1/_2$ nat. Gr. Hofmuseum Wien. Hundsheim.

Fig. 5. Oberer Eckzahn von *M. latidens* Owen. (Das Wurzelende ist etwas beschädigt.) $^1/_2$ nat. Gr.

Fig. 6. *M. latidens* Owen. Atlas desselben Tieres, von unten gesehen. $^1/_2$ nat. Gr. Wie 5, Hofmuseum Wien. Hundsheim.

Fig. 7. Atlas, Epistropheus, 3. und 4. Halswirbel von *Machairodus latidens* Owen. Nat. Gr. Alle Stücke von Hundsheim. Hofmuseum in Wien.

Fig. 8. *Machairodus latidens*. Scapula prox., von Hundsheim. Im Hofmuseum Wien. $^1/_2$ nat. Gr.

Fig. 9. „ „ Fibula dist., von Hundsheim. Im Hofmuseum Wien. $^1/_2$ nat. Gr.

Fig. 10. „ „ Tibia dist., von Hundsheim. Im Hofmuseum Wien. $^1/_2$ nat. Gr.

Fig. 11. „ „ Femur dist., von Hundsheim. Im Hofmuseum Wien. $^1/_2$ nat. Gr.

Fig. 12. „ „ Epistropheus von unten. Im Hofmuseum Wien. $^1/_2$ nat. Gr. } Hundsheim

Fig. 13. „ „ 3. Halswirbel von vorn. „ „ „ $^1/_2$ „ „ } Hundsheim

Fig. 14. „ „ 6. „ „ „ „ „ „ $^1/_2$ „ „ } Hundsheim

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.

Geolog. u. Palaeont. Abhandlungen
N. F. Band XII (der ganzen Reihe Bd. XVI). Taf. XLIII.
Verlag von Gustav Fischer in Jena.

# Erklärung der Tafel XVI [XLIV].

(W. Freudenberg, Die Säugetiere des älteren Quartärs von Mitteleuropa.)

Fig. 1, 4, 5. *Machairodus latidens* Owen. Mittlere Brustwirbel von vorn gesehen.
Fig. 2. „ „ „ Letzter Brustwirbel (links) bis 5. Lendenwirbel (rechts), von oben.
Fig. 3. „ „ „ Letzter Brustwirbel (links) bis 7. Lendenwirbel (rechts), von der Seite.
Fig. 6, 7, 8. „ „ „ 3. Lendenwirbel von oben gesehen.
Fig. 9. „ „ „ Os sacrum (Kreuzbein) von der Seite.
Fig. 11. „ „ „ „ „ „ von oben.
Fig. 10 u. 12. „ „ „ 2. Lendenwirbel. 12 von hinten, 10 von vorn gesehen.
Fig. 13. „ „ „ 8. Schwanzwirbel (a—h), von der Seite gesehen.

Alle Abbildungen in $^1/_2$ nat. Gr. Die Originale stammen von Hundsheim (Niederösterreich) und werden im Hofmuseum in Wien aufbewahrt.

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart

Geolog. u. Palaeont. Abhandlungen
N. F. Band XII (der ganzen Reihe Bd. XVI). Taf. XLIV.
Verlag von Gustav Fischer in Jena.

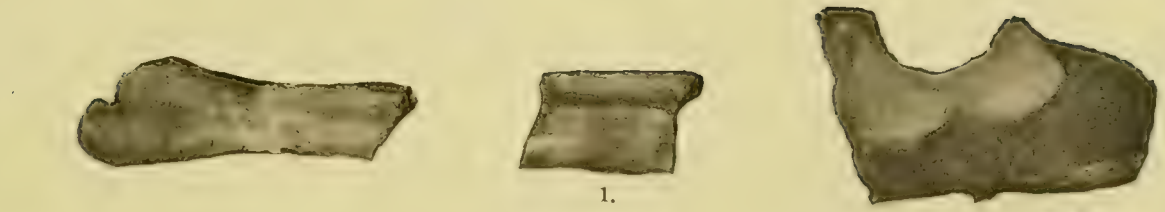
# Erklärung der Tafel XVII [XLV].

(W. Freudenberg, Die Säugetiere des älteren Quartärs von Mitteleuropa.)

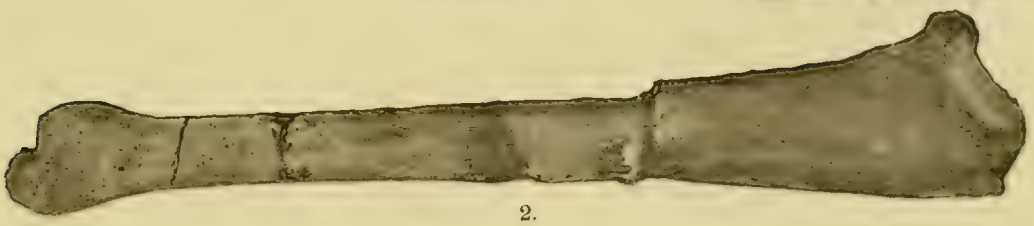
| | | | |
|---|---|---|---|
| Fig. 1. | *Machairodus latidens* Owen. | Bruchstücke der linken Ulna. | Koll. Freudenberg. |
| Fig. 2. | „ „ „ | Ulna ohne Olecranon, rechts. | Koll. Toula. |
| Fig. 3. | „ „ „ | Radius, rechts, von vorn. | Koll. Porsche und Freudenberg |
| Fig. 4. | „ „ „ | „ „ von außen. | |
| Fig. 5. | „ „ „ | Linker Humerus von hinten. | |
| Fig. 6. | „ „ „ | Derselbe von innen. | |
| Fig. 7. | „ „ „ | Beckenhälfte, links. | |

Alle Stücke von Hundsheim, in $^1/_2$ nat. Gr.

Das Original zu Fig. 1 mit Humerus und Radiusbruchstücken in Koll. Freudenberg (Weinheim), Fig. 2—7 im Hofmuseum (Wien).

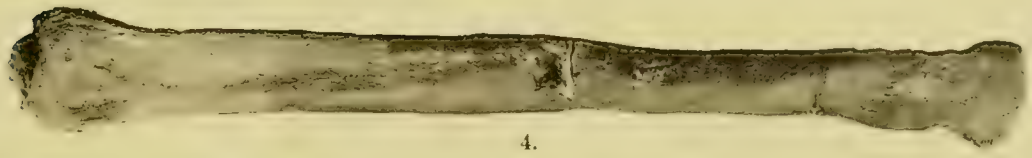


1.



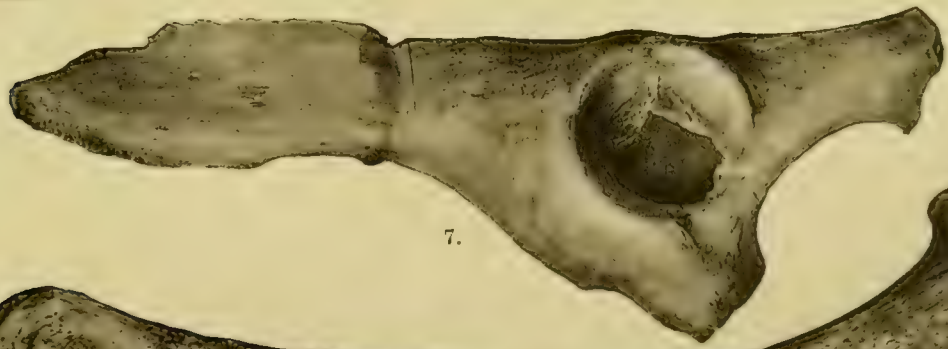
2.

3.

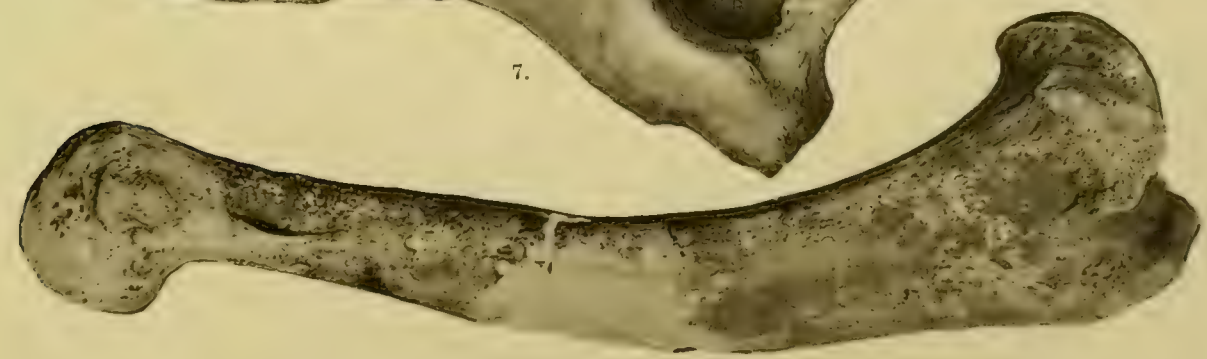


4.

5.



7.



6.

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.

Geolog. u. Palaeont. Abhandlungen
N. F. Band XII (der ganzen Reihe Bd. XVI.). Taf. XLV.
Verlag von Gustav Fischer in Jena.

# Erklärung der Tafel XVIII [XLVI].

(W. Freudenberg, Die Säugetiere des älteren Quartärs von Mitteleuropa.)

Fig. 1. Links: *Machairodus latidens* Owen. Metacarpus, rechter. a, b, c, d, e.
Oben Mitte: „ „ „ 4 erste Phalangen. f, g, h, i.
Rechts oben: „ „ „ 2 Patellen. v, w.
Rechts unten: „ „ „ 2 Endphalangen. s, t.
Mitte: „ „ „ 4 zweite Phalangen. l, m, n, u.
Mitte unten: „ „ „ 3 Carpalia resp. Tarsalia. o, p, q, k (M.T. prox.).
*Felis pardus.* Endphalanx, links neben jenen des *Machairodus latidens.* r.
Alle Abbildungen in $^1/_2$ nat. Gr. Wien, Hofmuseum, von Hundsheim.

Fig. 2. Links oben: *Ursus arctos.* Aeußerer oberer $I^3$ (Hundsheim). a.
Rechts daneben: *Machairodus.* Oberer $I^2$ (Hundsheim). b.
„ „ *Felis pardus.* Oberer $P^3$ (Hundsheim). c.
„ „ *Machairodus.* Unterer $P_4$ (Hundsheim). d.
„ darunter: „ Oberer $I^2$ (Hundsheim). h.
Senkrecht darunter: *Canis neschersensis.* Unterer $I_3$ (Hundsheim). i.
„ „ *Ursus arctos.* Oberer? Prämolar (Hundsheim). k.
Links daneben: *Machairodus.* Unterer $I_2$ (Hundsheim). g.
„ „ „ Oberer $I^3$ (Hundsheim). f.
„ „ „ Oberer $P^4$ (Hundsheim). e.
Rechts oben: „ *cultridens.* Mandibel, rechte (Olivola). p.
„ darunter: „ *latidens.* Scapholunare (Hundsheim). o.
Links daneben: *Canivora* spec. indet. 3 Carpalia bzw. Tarsalia (Hundsheim). m, n, l.
Alle Abbildungen in $^1/_2$ nat. Gr. Wien, Hofmuseum.

Fig. 3. Links: *Felis pardus.* 2 Metatarsalia (Hundsheim). a, b.
„ daneben: *Machairodus latidens* Metatarsale (Hundsheim). c.
„ darüber: „ „ Zweite Phalanx. d.
Rechts daneben: „ „ Cuneiforme. f.
Senkrecht darunter: „ „ Carpale indet. g.
Rechts oben: *Felis pardus.* Naviculare, Astragalus und Calcaneus. h.
„ unten: *Machairodus latidens.* Naviculare und Astragalus. i.
Mitte unten: *Felis pardus.* Zweite Phalanx. e.

Alle Abbildungen in $^1/_2$ nat. Gr.

Fig. 4. *Machairodus latidens* Owen. Rippenbruchstücke (von Hundsheim, Wien). $^1/_2$ nat. Gr. Oberenden mit Capitulum und Tuberculum sind als a, d, c, g, e abgebildet. a ist eine rechte Rippe; d, c, g, e sind linke Rippenenden; b, f, h sind Unterenden; i, k, l, m, n sind mittlere Bruchstücke.

Fig. 1.

Fig. 2.

Fig. 3.

Fig. 4.

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.

# Erklärung der Tafel XIX [XLVII].

(W. Freudenberg, Die Säugetiere des älteren Quartärs von Mitteleuropa.)

A. *Lepus europaeus*, große Rasse. Unterkiefer von außen. Nat. Gr.
C. „ „ kleine „ „ „ „ „ „
B. *Arvicola amphibius*, (c) Unterkiefer oben. Schädel von links darunter, darunter Mandibel ohne I.
„ *arvalis* (b) (die nächstkleinere Species), 2 isolierte untere $M_1$. (Dazwischen der gleiche Zahn von *Arvicola glareolus.*) (b) Gaumen der *A. arvalis* rechts oben. Ein Unterkiefer derselben Art mit I rechts unten. (b).
„ *glareolus*, (a) Unterkiefer mit Processus angularis und schmalem I. Der $M_1$ ist auch isoliert vorhanden (siehe oben). Es sind im ganzen 3 Unterkiefer (a) hier abgebildet.

Alle Abbildungen in nat. Gr.

Fig. 1. Unterkiefer eines Zwerghamsters von innen. Nat. Gr.
Fig. 2 u. 3. Unterkiefer von *Mus* cf. *silvaticus* von innen und außen. Nat. Gr.
Fig. P. *Felis catus.* Rechtes Maxillare. Nat. Gr. Darunter Abdruck des distalen Humerusendes vom selben Tier. Hofmuseum (Wien), aus Hundsheim, wie die vorhergehenden.
Fig. F. *Felis pardus.* Hundsheim. Scapholunare, von unten gesehen. Nat. Gr. Hofmuseum in Wien.
Fig. M. *Felis pardus* (*F. antiqua* CUVIER). Oberer Reißzahn aus Kalktuff von Taubach. Orig. im Geolog. Inst. zu Halle. Nat. Gr., in der Aufsicht.
Fig. 6. *Sorex vulgaris.* Mandibel mit $M_2$ und $M_3$. Hundsheim. $^3/_2$ nat. Gr.
Fig. 7 u. 8. *Talpa europaea.* 2 Unterkiefer von außen. Hundsheim.
Fig. 9. *Cricetus frumentarius.* Unterkiefer von innen. Nat. Gr. Hundsheim. Koll. FREUDENBERG.
Fig. 10. Oberer Nagezahn von *Cricetus frumentarius* var. *major* WOLDR. $^3/_2$ nat. Gr. Hundsheim.
Fig. 11. *Cricetus phaeus.* Unterkiefer von außen. Nat. Gr.
Fig. G. *Foetorius vulgaris*, Wiesel. Unterkiefer. Nat. Gr.
} Hundsheim (Wien), Hofmuseum.
Fig. 12. Unterkiefer von *Myoxus glis* (Hundsheim) von innen. Der Schneidezahn fehlt. $^3/_2$ nat. Gr.
Fig. 13. *Sorex pygmaeus.* Unterkiefer. Hundsheim. $^2/_3$ nat. Gr. Hundsheim.
Fig. 14. „ *vulgaris.* „ „ $^2/_3$ nat. Gr. „
Fig. 15. „ sp. nov.? Unterkieferspitze. Nat. Gr. Hundsheim.
D = Metacarpale II, E = Metatarsale V von *Hystrix*, von hinten gesehen. $^3/_2$ nat. Gr. Hundsheim.
Fig. 16—20. Ilia von Kröten und Fröschen? 4 verschiedene Größen.
Fig. 21. Oberer Molar von *Myoxus glis.* $^3/_2$ nat. Gr.
Fig. 23. Unterkiefer von *Vespertilio murinus.* $^3/_2$ nat. Gr.
Fig. 4 u. 22. *Vespertilio* sp. 2 Kiefer von mittlerer Größe. $^3/_2$ nat. Gr.
Fig. 5 u. 24. „ „ 2 „ „ geringster Größe. $^3/_2$ nat. Gr.
Fig. 25. *Myoxus glis.* Distales Humerusende. Nat. Gr.
Fig. 26. *Cricetus phaeus* foss. NEHRING. Mandibel von innen. Nat. Gr.
Fig. 27. *Foetorius putorius.* Linke Mandibel. Nat. Gr.
} Hundheim, Hofmuseum (Wien)
Fig. 28, 29, 30, 31 u. 34. *Talpa europaea* var. *major* nov. subsp. Femur, Ulna, Radius. Diese 3 Knochen von Hundsheim. Nach rechts: 2 Humeri der gleichen großen Rasse vom Hohlestein im Lonetal. Nat. Gr.
Fig. 32, 33, 35, 36, 37. *Talpa europaea* var. *minor* nov. subsp. 2 Ulnae, ein Radius und 2 Humeri von Hundsheim. Nat. Gr.
H. Radius eines Igels, juv., Hundsheim. $^3/_2$ nat. Gr.
J. Humerus eines Igels, juv., Hundsheim. $^3/_2$ nat. Gr.
K u. O. *Arvicola amphibius* (Hundsheim). Cranium von oben und von unten. $^3/_2$ nat. Gr.
L u. N. „ „ (Hohlestein im Lonetal). Ebenso von unten und von oben gesehen. $^3/_2$ nat. Gr. Wohl Wasserratte, während K und O der Scharmaus zugehören dürfte.

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart

# Erklärung der Tafel XX [XLVIII].

(W. Freudenberg, Die Säugetiere des älteren Quartärs von Mitteleuropa.)

Fig. 1—9. *Felis catus* L. $^1/_2$ nat. Gr. Stücke verschiedener Fundorte. Der aufrechte Humerus (8) ist rezent, ♀ Tier; der (9) aufrechte wohl neolithisch, ♀ Tier von Winterlingen. Der horizontale Humerus (1) stammt aus Höhlenspalt von Frommenhausen bei Rottenburg, ♂ Tier. Darunter ein rezentes Wildkater-Humerusende von der Probsthöhle in Beuron (3). Links davon ein Becken der Wildkatze aus Kalktuff von Cannstatt (2). Der wagrechte Radius stammt von dem Wildkater aus Frommenhausen (4). Ebenso die Mandibel darunter (5). Rechts von ihr liegt ein Ulnabruchstück der Wildkatze aus der Erpfinger Höhle (7). Alle Stücke im Geolog. Institut zu Tübingen. In der Ecke links unten Calcaneus der Wildkatze von Kronstadt in Siebenbürgen (Wien, Technische Hochschule) (6).

Fig. 10., 11. Unterkiefer einer Eidechse.

Fig. 12(a u. b). Glieder eines Tausendfüßlers (*Polydesmus* cf. *complanatus* L.) nach Attems.

Fig. 13. Tibia von Iltis (*Foetorius putorius*).

Fig. 14. Humerus einer Schwalbe nach M. Schlosser.

Fig. 15. Femurende eines großen Wiesels.

Fig. 16. Metacarpus einer Drossel.

Fig. 17, 19. Oberkiefer von *Pelobates fuscus*?

Fig. 18. Unterkiefer einer Schlange (Colubride).

Fig. 20. *Arvicola arvalis.* Unterkiefer von außen. Nat. Gr. Hundsheim. Koll. Freudenberg.

Fig. 21. „ *glareolus.* „ „ „ „ „ „ „ „

Fig. 22. Von Kröte (*Bufo?*), ein Kreuzbein. Nat. Gr. Hundsheim.

Fig. 23. *Arvicola amphibius.* Unterkiefer von außen. Nat. Gr. Hundsheim. Koll. Freudenberg.

Fig. 23(a u. b). *Pelobates*? Keilbeine. 2 Exemplare (rechts oben).

Fig. 24. *Pelobates fuscus.* Stirnscheitelbein, durchaus typisch.

Fig. 25. Unklar.

Fig. 26. Kopfschild einer Kröte (*Bufo vulgaris*?) nach Woltersdorf.

Fig. 27. *Arvicola glareolus.* Unterkiefer von innen. Nat. Gr. Hundsheim. Koll. Freudenberg.

Fig. 28. „ *arvalis.* „ „ „ „ „ „ „ „

Fig. 29. Oberkiefer von *Bufo vulgaris?*

Fig. 30. *Arvicola amphibius.* Unterkiefer von innen. Nat. Gr. Hundsheim. Koll. Freudenberg.

Fig. 31. *Pelobates fuscus* (nach Dr. W. Woltersdorf) mittlere Größe. Kreuzbein.

Fig. 10—31 umfaßt 26 Einzelabbildungen in nat. Gr. Originale in Wien, wenn nichts anderes vermerkt.

Fig. a. Humerus von *Perdrix cinerea.* Rebhuhn. (Weinheim in Baden).

b. „ „ „ „ Hohlestein im Lonetal.

c. „ „ ? „ „ Hundsheim (ist ev. *Syrrhaptes*, das Steppenhuhn).

d. „ „ *Turdus* sp. Drossel. Hundsheim.

f. Coracoid „ „ „ Hundsheim.

e. Tarsometatarsus von *Tetrao tetrix.* Birkhuhn. Hundsheim.

a—f in nat. Gr.

g u. k. *Turdus* sp. 2 Humeri von vorn bzw. hinten. Etwas unter nat. Gr.

h (1 u. 2). *Sorex pygmaeus* } Hundsheim, in je 2 Exemplaren. Nat. Gr.
i (1 u. 2). „ *vulgaris* }

l. *Astur* sp. Habicht. Tibiafragment. Hundsheim. Nat. Gr.

m. *Ardea* sp. *cinerea?* Reiher. Oberende des Tarsometatarsus. Nat. Gr.

n u. o. *Hystrix.* Metapodien von der Seite. Unter nat. Gr.

p, q, r, s, t, t. Fledermaushumeri. $^8/_5$ nat. Gr. 3 Species.

$x_1$, $x_2$, $y_1$, $y_2$, z. Fünf verschiedene Größen von Oberarmbeinen der Kröten und Frösche? Nat. Gr.

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.

GEOLOGISCHE UND PALÆONTOLOGISCHE ABHANDLUNGEN

HERAUSGEGEBEN VON

J. F. POMPECKJ UND FR. FREIH. VON HUENE

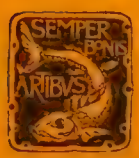
NEUE FOLGE BAND 12. (DER GANZEN REIHE BAND 16.) HEFT 1

# VERSUCH EINER GEOLOGISCHEN DARSTELLUNG DER INSEL CELEBES

VON

JOHANNES AHLBURG

MIT 11 TAFELN UND 7 FIGUREN IM TEXT




JENA
VERLAG VON GUSTAV FISCHER
1913

# Geologische und paläontologische Abhandlungen.

**Neue Folge.** Herausgegeben von **W. Dames** [Bd. 1–4], **E. Kayser** [Bd. 1—3], **E. Koken** [Bd. 4–11], und **J. F. Pompeckj** und **Fr. Freiherr von Huene** [von Bd. 12 ab].

## Neue Folge. Band 1. (Der ganzen Reihe 5. Band.)

Fünf Hefte. Preis: 61 Mark.

1. Heft: **Die cephalopodenführenden Kalke des unteren Carbon von Erdbach-Breitscheid bei Herborn.** Von E. Holzapfel. Mit 8 Tafeln. 1889. Preis: 16 Mark.
2. Heft: **Beiträge zur Kenntnis der fossilen Flora einiger Inseln des südpacifischen und indischen Oceans.** Von L. Crié. Mit 10 Tafeln. 1889. Preis: 9 Mark.
3. Heft: **Vergl. Studien an einigen Trilobiten aus dem Hercyn von Bicken, Wildungen, Greifenstein und Böhmen.** Von O. Novák. Mit 5 Tafeln u. 8 Textfiguren. 1890. Preis: 10 Mark.
4. Heft: **Untersuchungen über silurische Cephalopoden.** Von H. Schröder. Mit 6 Tafeln und 1 Textfigur. 1891. Preis: 10 Mark.
5. Heft: **Ueber Zeuglodonten aus Aegypten und die Beziehungen der Archaeoceten zu den übrigen Cetaceen.** Von W. Dames. Mit 7 Tafeln und 1 Textfigur. 1894. Preis: 16 Mark.

## Neue Folge. Band 2. (Der ganzen Reihe 6. Band.)

Sechs Hefte. Preis: 82 Mark.

1. Heft: **Die oberen Kreidebildungen der Umgebung des Lago di Santa Croce in den Venetianer Alpen.** Von K. Futterer. Mit 1 geologischen Karte, 1 Profil-Tafel, 10 Petrefacten-Tafeln und 25 Textfiguren. 1892. Preis: 25 Mark.
2. Heft: **Ueber Aepyornis.** Von R. Burckhardt. Mit 4 Tafeln und 2 Textfiguren. 1893. Preis: 6 Mark.
3. Heft: **Beiträge zur Kenntnis der Fauna der Kreideformation von Hokkaidō.** Von K. Jimbō. Mit 9 Tafeln und 1 Kartenskizze im Text. 1894. Preis: 16 Mark.
4. Heft: **Die Chelonier der norddeutschen Tertiärformation.** Von W. Dames. Mit 4 Tafeln und 3 Textfiguren. 1894. Preis: 16 Mark.
5. Heft: **Ueber Stigmariopsis Grand'Eury.** Von H. Graf zu Solms-Laubach. Mit 3 Tafeln und 1 Textfigur. 1894. Preis: 7 Mark.
6. Heft: **Ueber einige Versteinerungen aus der Kreideformation der karnischen Voralpen.** Von K. Futterer. Mit 7 Tafeln und 2 Textfiguren. 1896. Preis: 12 Mark.

## Neue Folge. Band 3. (Der ganzen Reihe 7. Band.)

Drei Hefte. Preis: 69 Mark.

1. Heft: **Beiträge zur Kenntnis der paläozoischen Crinoiden Deutschlands.** Von O. Jaekel. Mit 10 Tafeln und 29 Textfiguren. 1895. Preis: 20 Mark.
2. Heft: **Die Reptilien des norddeutschen Wealden.** Nachtrag. Von E. Koken. Mit 4 Tafeln und 1 Textfigur. 1896. Preis: 9 Mark.
3. Heft: **Argentinische Jura-Ablagerungen.** Ein Beitrag zur Kenntnis der Geologie und Paläontologie der argentinischen Anden. Von A. Steuer. Mit 24 Tafeln, 1 Kartenskizze und 7 Textfiguren. 1897. Preis: 40 Mark.

## Neue Folge. Band 4. (Der ganzen Reihe 8. Band.)

Vier Hefte. Preis: 75 Mark.

1. Heft: **Die Gastropoden der Maestrichter Kreide.** Von F. Kaunhowen. Mit 13 Tafeln. 1898. Preis: 25 Mark.
2. Heft: **Der Dogger am Espinazito-Paß,** nebst einer Zusammenstellung der jetzigen Kenntnisse von der argentinischen Juraformation. Von A. Tornquist. Mit 10 Tafeln, 1 Profilskizze u. 1 Textfigur. 1898. Preis: 22 Mark.
3. Heft: **Die Spiriferen Deutschlands.** Von Hans Scupin. Mit 20 Tafeln, 11 Abbildungen im Text und einer schematischen Darstellung. 1900. Preis: 28 Mark.
4. Heft: **Die Ceratiten des oberen deutschen Muschelkalkes.** Von E. Philippi. Mit 21 Tafeln und 19 Abbildungen im Text. 1901. Preis: 40 Mark.

## Neue Folge. Band 5. (Der ganzen Reihe 9. Band.)

Vier Hefte. Preis: 70 Mark.

1. Heft: **Geologie der Radstädter Tauern.** Von F. Frech. Mit 1 geologischen Karte und 28 Abbildungen im Text. 1901. Preis: 18 Mark.
2. Heft: **Geologie der Umgebung des Iseosees.** Von A. Baltzer. Mit 1 geolog. Karte, 1 stratigr. Tabelle, 5 Tafeln und 19 Textabbildungen. 1902. Preis: 18 Mark.
3. Heft: **Beiträge zur Kenntnis der Säugetierreste aus den süddeutschen Bohnerzen.** Von M. Schlosser. Mit 5 Tafeln und 3 Abbildungen im Text. 1902. Preis: 28 Mark.
4. Heft: **Ueber Hybodus.** Von E. Koken. Mit 4 Tafeln und 5 Textabbildungen. 1907. Preis: 6 Mark.

## Neue Folge. Band 6. (Der ganzen Reihe 10. Band.)

Fünf Hefte. Preis: 97 Mark.

1. Heft: **Uebersicht über die Reptilien der Trias.** Von Friedrich von Huene. Mit 9 Tafeln und 78 Textabbildungen. 1902. Preis: 24 Mark.
2. Heft: **Zur Geologie von Sumatra.** Beobachtungen und Studien. Von Wilhelm Volz. Mit 12 Tafeln, 3 Karten und 45 Abbildungen im Text. 1904. Preis: 36 Mark.
3. Heft: **Neue Zeuglodonten aus dem unteren Mitteleocän vom Mokattam bei Cairo.** Von E. Fraas. Mit 3 Tafeln. 1904. Preis: 6 Mark.
4. Heft: **Die Kreide-Ammoniten von Texas.** (Collectio F. Roemer.) Von Rudolf Lasswitz. Mit 8 Tafeln und 8 Abbildungen im Text. 1904. Preis: 15 Mark.
5. Heft: **Die Brachiopoden des mittleren Lias Schwabens.** Mit Ausschluss der Spiriferinen. Von Karl Rau. Mit 4 Tafeln und 5 Abbildungen im Text. 1905. Preis: 16 Mark.

## Neue Folge. Band 7. (In Vorbereitung.)

## Neue Folge. Band 8. (Der ganzen Reihe 12. Band.)

Sechs Hefte. Preis: 97 Mark.

1. Heft: **Die Entwickelung von Indoceras Baluchistanense Noetling.** Ein Beitrag zur Ontogenie der Ammoniten. Von Fritz Noetling. Mit 7 Tafeln und 22 Abbildungen im Text. 1906. Preis: 20 Mark.
2. Heft: **Ueber die Dinosaurier der außereuropäischen Trias.** Von Friedrich von Huene. Mit 16 Tafeln und 102 Abbildungen im Text. 1906. Preis: 28 Mark.
3. Heft: **Die Ganoiden und Teleostier des lithographischen Schiefers von Nusplingen.** Von Erich Heineke. Mit 8 Tafeln und 21 Abbildungen im Text. 1907. Preis: 15 Mark.
4. Heft: **Ueber die Entwicklung von Oxynoticeras oxynotum Qu.** Von A. Knapp. Mit 4 Tafeln und 18 Abbildungen im Text. 1908. Preis: 8 Mark.
5. Heft: **Beiträge zur Kenntnis der Werfener Schichten Südtirols.** Von Paul von Wittenburg. Mit 5 Tafeln und 15 Abbildungen im Text. 1908. Preis: 12 Mark.
6. Heft: **1. Ein ganzes Tylosaurus-Skelett. 2. Ein primitiver Dinosaurier aus Elgin. 3. Neubeschreibung von Dasyceps Bucklandi.** Von Friedrich von Huene. Mit 2 Klapptafeln, 3 Tafeln und 34 Figuren im Text. 1910. Preis: 14 Mark.

## Neue Folge. Band 9. (Der ganzen Reihe 13. Band.)

Fünf Hefte. Preis: 89 Mark.

1. Heft: **Die Jurassischen Oolithe der schwäbischen Alb.** Von Friedrich Gaub. Mit 10 Lichtdruck-Tafeln. 1910. Preis: 20 Mark.
2. Heft: **Isländische Massenerupti onen.** Von Hans Reck. Mit 20 Abbildungen auf 9 Tafeln und 9 Figuren im Text. 1910. Preis: 18 Mark.
3. Heft: **Die Säugetierfauna des Pliocäns und Postpliocäns von Mexiko.** I. Carnivoren. Von Wilhelm Freudenberg. Mit 9 Tafeln und 5 Textfiguren. 1910. Preis: 15 Mark.
4. Heft: **Beitrag zur Stratigraphie des mittleren Keupers zwischen der Schwäbischen Alb und dem Schweizer Jura.** Von Richard Lang. Mit 1 Tafel. 1910. Preis: 6 Mark.
5. Heft: **Umrisse des geologischen Aufbaues der Vorkordillere zwischen den Flüssen Mendoza und Jachal.** Von Richard Stappenbeck. Mit 1 Karte im Maßstabe 1:500000, 3 Tafeln und 33 Textfiguren. 1911. Preis: 30 Mark.

*Fortsetzung auf Seite 3 des Umschlags.*

# Geologische und paläontologische Abhandlungen.

*Fortsetzung von Seite 2 des Umschlags.*

**Neue Folge. Band 10.** (Der ganzen Reihe 14. Band.)
Fünf Hefte. Preis: 125 Mark.

1. Heft: **1. Ueber Erythrosuchus, Vertreter der neuen Reptil-Ordnung Pelycosimia. 2. Beiträge zur Kenntnis und Beurteilung der Parasuchier.** Von Friedrich von Huene. Mit 19 Tafeln und 96 Textfiguren. 1911. Preis: 46 Mark.

2. Heft: **Die Fauna des unteren Oxford von Popilany in Litauen.** Von Karl Boden. Mit 8 Tafeln und 12 Abbildungen im Text. 1911. Preis: 24 Mark.

3. Heft: **Beiträge zur Kenntnis der Cephalopoden der norddeutschen unteren Kreide.** I. Die Belemnitiden der norddeutschen unteren Kreide. 1. Die Belemniten des norddeutschen Gaults (Aptiens und Albiens). Von E. Stolley. Mit 8 Tafeln. 1911. Preis: 18 Mark.

4. Heft: **Die fossilen Schildkröten Aegyptens.** Von E. Dacqué. Mit 4 Beilagen, 2 Tafeln und 19 Textfiguren. 1912. Preis: 13 Mark.

5. Heft: **Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik der südöstlichen Alta Brianza.** Von Hans Rassmuss. Mit 1 Karte, 6 Tafeln und 4 Textfiguren. 1912. Preis: 24 Mark.

**Neue Folge. Band 11.** (Der ganzen Reihe 15. Band.)
Fünf Hefte. Preis: 104 Mark.

1. Heft: **Geologische Beschreibung des Kettenjura zwischen Reigoldswil (Baselland) und Oensingen (Solothurn).** Von Wilhelm Delhaes und Heinrich Gerth. Mit 8 Tafeln, 10 Textfiguren und 1 geologischer Karte im Maßstabe 1:25000. 1912. Preis: 28 Mark.

2. Heft: **1. Stylolithen und Drucksuturen.** Von Georg Wagner. Mit 3 Tafeln und 7 Textfiguren. — **2. Ueber Glazialschichten angeblich cambrischen Alters in Süd-Australien.** Von Fritz Noetling. Mit 4 Tafeln und 3 Textfiguren. 1912. Preis: 16 Mark.

3. Heft: **Ueber Paarhufer der fluviomarinen Schichten des Fajum.** Odontographisches und osteologisches Material. (Arbeit aus dem Kgl. Naturalienkabinett zu Stuttgart.) Von Martin Schmidt. Mit 9 Tafeln in Lichtdruck und 22 Textabbildungen. (Nach Photographien und Zeichnungen des Verfassers.) 1912. Preis: 30 Mark.

4. Heft: **Geologische Untersuchung des Lochengebietes bei Balingen.** Von Ernst Fischer. Mit 7 Tafeln, 2 Textfiguren und 1 geologischer Karte. 1913. Preis: 15 Mark.

5. Heft: **Beiträge zur Kenntnis der Plesiosaurier-Gattungen Peloneustes und Pliosaurus.** Nebst Anhang: Ueber die beiden ersten Halswirbel der Plesiosaurier. Von Hermann Lindner. Mit 4 Tafeln und 40 Textfiguren. 1913. Preis: 15 Mark.

**Gesamtpreis für Neue Folge Bd. 1—6 und 8—11: 869 Mark.**

**Supplement-Band I:**

**Die Dinosaurier der europäischen Triasformation** mit besonderer Berücksichtigung der außereuropäischen Vorkommnisse. Von **Friedrich von Huene**, a. o. Professor in Tübingen. Mit 351 Abbildungen im Text und einem Atlas von 111 Tafeln. 1907—1908. Preis: 160 Mark.

Inhaltsverzeichnis:

Vorwort. 1. Historische Einleitung. — 2. Beschreibung der einzelnen Funde. — 3. Systematische Uebersicht über die beschriebenen Arten. Anhang: Einzelaufzählung des Materials. — 4. Rekonstruktionen und Anatomisches. — 5. Vergleichung der europäischen und außereuropäischen Dinosaurier der Trias unter sich. — 6. Vergleichung der triassischen und der jüngeren Theropoden. — 7. Das Verhältnis der Theropoden zu den Sauropoden. — 8. Das Verhältnis der Theropoden zu den Orthopoden. — 9. Die Beziehungen der Dinosaurier zu anderen Reptilien. — 10. Die Entwicklung der Dinosaurier. Verzeichnis der benutzten Literatur.

# Grundzüge der tektonischen Geologie.

Von Dr. **Otto Wilckens,**
a. o. Professor der Geologie und Paläontologie an der Universität Jena.

Mit 118 Abbildungen. 1912. **Preis: 3 Mark 50 Pf., geb. 4 Mark 50 Pf.**

Inhalt: Einleitung. — 1. Begriff und Aufgabe der tektonischen Geologie. 2. Epirogenetische und orogenetische Bewegungen. 3. Die Dislokationen. — Morphologische Tektonik. 1. Die tangentialen Dislokationen. A. Faltung. 1. Die Falte und ihre Teile. 2. Arten der Falten. 3. Die Reduktion des Mittelschenkels und die Faltenüberschiebung. 4. Faltenzüge. 5. Faltenachse. 6. Dimensionen der Falte. 7. Verbindung mehrerer Falten. 8. Konkordante und diskordante Faltung. 9. Fältelung. — B. Ueberschiebung. 1. Die Faltenüberschiebung. 2. Die Ueberschiebungsdecke und ihre Teile. 3. Gefaltete Decken und Deckenverzweigung. 4. Verbindung mehrerer Decken. 5. Mit Ueberschiebungen vergesellschaftete mechanische Beeinflussungen, Verdrückungen und Ausquetschungen von Decken und Deckenteilen. 6. Die Verstellung der Fazies. — C. Zweifache Faltung, diskordante Lagerung. — D. Erodierte Falten und Ueberschiebungsdecken. 1. Falten. 2. Decken. 3. Massive. 4. Faltung nach Erosion. — E. Transversalverschiebungen. — F. Ueberschiebung ohne vorhergehende Faltung, Schollenüberschiebung, Spaltdecken, listrische Flächen. — II. Die radialen Dislokationen. A. Die Flexur. — B. Die Verwerfungen. 1. Die Verwerfungen. 2. Streichen und Fallen der Verwerfungen. 3. Sprunghöhe und Sprungweite der Verwerfungen. 4. Verwerfungen in gefalteten Schichten. 5. Zusammentritt mehrerer Verwerfungen. 6. Schleppung an Verwerfungen. 7. Wiederholte Bruchbildung. 8. Radiale Dislokationen und Oberflächenformen, geebnete Verwerfungen. — Wichtige Literatur. — Register.

Die zahlreichen Monographien des letzten Dezenniums über den Bau der alpinen Gebirge haben eine Terminologie geschaffen, deren Bezeichnungen naturgemäß so neu sind wie die Erkenntnis der Lagerungsverhältnisse, auf die sie sich beziehen. Ihre Berücksichtigung hat der Verfasser für seine wichtigste Aufgabe bei der Zusammenstellung dieses kleinen Leitfadens der tektonischen Geologie gehalten, der darum aber die anderen Erscheinungen des Schichtenbaues nicht weniger berücksichtigen soll. Er ist in erster Linie als Ergänzung zu den Lehrbüchern der Geologie gedacht und wird daher allen Studierenden der Geologie, Mineralogie und Geographie, weiter auch den Lehrern und einem weiteren Kreise von Gebildeten, die für Geologie Interesse haben, von besonderem Werte sein.

# Vorlesungen über die chemische Gleichgewichtslehre

und ihre Anwendung auf die Probleme der Mineralogie, Petrographie und Geologie.

Von Dr. **Robert Marc,**
a. o. Professor an der Universität Jena.

Mit 144 Abbildungen im Text (VI, 212 S. gr. 8°.) 1911. **Preis: 5 Mark.**

**Chemiker-Zeitung. 1911, Nr. 120:**

Das Buch ist aus Vorlesungen entstanden, die der Verfasser vor Studierenden der Mineralogie gehalten hat. Dem Physiko-Chemiker zeigt die geschickte Zusammenstellung des behandelten Materials von neuem, daß seine Wissenschaft ein unentbehrliches Werkzeug für die Lehre von den Mineralien und Gesteinen geworden ist. Das ungemein klar und leicht geschriebene Buch ist nicht nur den Mineralogen, sondern auch den Chemikern zu empfehlen: sie alle werden zahlreiche Anregungen finden.

## Wissenschaftliche Ergebnisse der deutschen Tiefsee-Expedition

auf dem Dampfer „Valdivia“ 1898—1899. Im Auftrage des Reichsamtes des Innern herausgegeben von **Carl Chun**, Professor der Zoologie in Leipzig, Leiter der Expedition.

**Erster Band.**

**Oceanographie und maritime Meteorologie.** Im Auftrage des Reichs-Marine-Amts bearbeitet von Dr. Gerhard Schott, Assistent bei der deutschen Seewarte in Hamburg, Mitglied der Expedition. Mit einem Atlas von 40 Tafeln (Karten, Profilen, Maschinenzeichnungen usw.), 26 Tafeln (Temperatur-Diagrammen) und mit 35 Figuren im Text 1902.
Preis für Text und Atlas: 120 Mark.

Bei der Bearbeitung der Oceanographie und maritimen Meteorologie sind vorwiegend zwei Gesichtspunkte, nämlich der geographische und der biologische, berücksichtigt worden. Um einen sowohl für die Geographie wie für die Biologie nutzbaren Einblick in die physikalischen Verhältnisse der Tiefsee zu gewinnen, wurde die Darstellung nicht auf die „Valdivia“-Messungen beschränkt, sondern auf das gesamte bis jetzt vorliegende Beobachtungsmaterial ausgedehnt. In gewisser Hinsicht wird hier eine Monographie des atlantischen und indischen Oceans geboten, welche ihren Schwerpunkt in die zahlreichen konstruktiven Karten und Profile legt.

**Zehnter Band.** Heft 1—4. (gr. Fol.-Form.) Preis: 62 Mark.

Heft 1: **Das Wiederauffinden der Bouvet-Insel durch die deutsche Tiefsee-Expedition.** Von Kap. W. Sachse. Mit 9 Tafeln und 1 Abbildung im Text. 1905. Preis: 18 Mark.

Heft 2: **Petrographie. I. Untersuchung des vor Enderby-Land gedredschten Gesteinsmaterials.** Von F. Zirkel und R. Reinisch. Mit 1 Tafel und 6 Abbildungen im Text. 1905. Preis: 3 Mark.

Heft 3: **Petrographie. II. Gesteine von der Bouvet-Insel, von Kerguelen, St. Paul und Neu-Amsterdam.** Von R. Reinisch. Mit 5 Tafeln und 2 Abbildungen im Text. 1908. Preis: 15 Mark.

Heft 4: **Die Grundproben der deutschen Tiefsee-Expedition.** Von John Murray und Prof. E. Philippi. Mit 7 Tafeln und 2 Karten. 1908. Preis: 26 Mark.

---

## Fortschritte der Mineralogie, Kristallographie und Petrographie.

Herausgegeben im Auftrag der Deutschen Mineralog. Gesellschaft von Dr. **G. Linck**, o. ö. Prof. für Mineralogie und Geologie an der Universität Jena, d. Z. Schriftführer.

Erster Band. Mit 53 Abbildungen. Preis (für den Einzelkauf): 9 Mark.

Inhalt: 1. Bericht über die Hauptversammlung in Königsberg i. Pr. 1910. — 2. R. Brauns, Die Vorschriften der Prüfungsordnungen für Mineralogie mit Geologie, Chemie und verwandte Fächer, und die Vorschläge der Unterrichtskommission. — 3. H. Baumhauer, Geometrische Kristallographie. Ueber das Gesetz von der Komplikation und die Entwicklung der Kristallflächen in flächenreichen Zonen. — 4. O. Mügge, Ueber die Zwillingsbildung der Kristalle. — 5. F. Becke, Ueber die Ausbildung der Zwillingskristalle. — 6. A. Ritzel, Die Kristallisations- und Auflösungsgeschwindigkeit. — 7. R. Marc, Die Phasenregel und ihre Anwendung auf mineralogische Fragen. — 8. R. Brauns, Die Ursachen der Färbung dilut gefärbter Mineralien und der Einfluß von Radiumstrahlen auf die Färbung. — 9. A. Bergeat, Die genetische Deutung der nord- und mittelschwedischen Eisenerzlagerstätten in der Literatur der letzten Jahre. — 10. A. Schwantke, Neue Mineralien. — 11. F. Rinne, Salzpetrographie und Metallographie im Dienste der Eruptivgesteinskunde. — 12. F. Becke, Fortschritte auf dem Gebiete der Metamorphose. — 13. F. Berwerth, Fortschritte in der Meteoritenkunde seit 1900. — 14. H. E. Boeke, J. van't Hoff. Seine Bedeutung für Mineralogie und Geologie.

Zweiter Band. Mit 13 Abbildungen. 1912. Preis: 10 Mark 50 Pf.

Inhalt: 1. Bericht über die Hauptversammlung in Heidelberg-Karlsruhe 1911. — 2. R. Brauns, Bericht über die Tätigkeit des Damnu im Jahre 1911. — 3. A. Bergeat, Epigenetische Erzlagerstätten und Eruptivgesteine. (Referat erstattet in Karlsruhe.) — 4. J. H. L. Vogt, Ueber die Bildung von Erzlagerstätten durch magmatische Differentiation. (Referat erstattet in Karlsruhe.) — 5. H. Tertsch, Neuere Studien über Kristalltrachten. — 6. A. Ritzel, Kristallplastizität. — 7. F. Wallerant, Physikalische Eigenschaften isomorpher Mischkristalle. — 8. H. Stremme, Die Chemie des Kaolins. — 9. A. Schwantke, Neue Mineralien. — 10. R. Görgey, Schöne und bedeutende Mineralfunde. — 11. L. Milch, Die primären Strukturen und Texturen der Eruptivgesteine. — 12. U. Grubenmann, Struktur und Textur der metamorphischen Gesteine. — 13. F. Berwerth, Fortschritte in der Meteoritenkunde seit 1900. (Fortsetzung.) — 14. K. Schulz, Die spezifische Wärme der Mineralien und der künstlich hergestellten Stoffe von entsprechender Zusammensetzung.

Dritter Band. (IV, 320 S. gr. 8°). Mit 26 Abbildungen. 1913. Preis: 10 Mark.

Inhalt: 1. Bericht über die Hauptversammlung in Münster i. W. 1912 (2 S.). — 2. Th. Wegner, Bericht über die Exkursionen (2. S.). — 3. R. Brauns, Bericht über die Tätigkeit des Damnu im Jahre 1912 (7 S.). — 4. R. Marc, Ueber die Bedeutung der Kolloidchemie für die Mineralogie (allgemeiner Teil). Referat erstattet in Münster (21 S.). — 5. A. Himmelbauer, Spezieller Teil. Referat erstattet in Münster (31 S.). — 6. E. A. Wülfing, Fortschritte auf dem Gebiete der Instrumentenkunde (30 S.). — 7. A. Johnsen, Die Struktureigenschaften der Kristalle (48 S., mit 12 Figuren). — 8. P. Kaemmerer, Ueber die Bestimmung des Winkels der optischen Achsen eines inaktiven, durchsichtigen Kristalls mit Hilfe des Polarisationsmikroskops für konvergentes Licht (18 S., mit 5 Figuren). — 9. F. Rinne, Kristallographisch-chemischer Ab- und Umbau insbesondere von Zeolithen (25 S., mit 9 Figuren). — 10. A. Schwantke, Neue Mineralien (5 S.). — 11. L. Milch, Die Systematik der Eruptivgesteine. I. Teil. (39 S.). — 12. U. Grubenmann, Zur Klassifikation der metamorphen Gesteine (17 S.). — 13. F. Berwerth, Fortschritte in der Meteoritenkunde seit 1900. (Schluß.) (28 S.) — 14. K. Schulz, Die spezifische Wärme der Mineralien und der künstlich hergestellten Stoffe von entsprechender Zusammensetzung. (Schluß.) (48 S.).

Frommannsche Buchdruckerei (Hermann Pohle) in Jena.

GEOLOGISCHE UND PALÆONTOLOGISCHE ABHANDLUNGEN

HERAUSGEGEBEN VON

J. F. POMPECKJ UND FR. FREIH. VON HUENE

NEUE FOLGE BAND 12. (DER GANZEN REIHE BAND 16.) HEFT 2

# BEITRÄGE ZUR KENNTNIS DES MITTLEREN MUSCHELKALKS UND DES UNTEREN TROCHITENKALKS AM ÖSTLICHEN SCHWARZWALDRAND

Von

VICTOR HOHENSTEIN

MIT 8 TAFELN UND 12 TEXTFIGUREN

JENA

VERLAG VON GUSTAV FISCHER

1913

# Geologische und paläontologische Abhandlungen.

**Neue Folge.** Herausgegeben von **W. Dames** [Bd. 1—4], **E. Kayser** [Bd. 1—3], **E. Koken** [Bd. 4—11], und **J. F. Pompeckj** und **Fr. Freiherr von Huene** [von Bd. 12 ab].

## Neue Folge. Band 1. (Der ganzen Reihe 5. Band.)

Fünf Hefte. Preis: 61 Mark.

1. Heft: **Die cephalopodenführenden Kalke des unteren Carbon von Erdbach-Breitscheid bei Herborn.** Von E. Holzapfel. Mit 8 Tafeln. 1889. Preis: 16 Mark.
2. Heft: **Beiträge zur Kenntnis der fossilen Flora einiger Inseln des südpacifischen und indischen Oceans.** Von L. Crié. Mit 10 Tafeln. 1889. Preis: 9 Mark.
3. Heft: **Vergl. Studien an einigen Trilobiten aus dem Hercyn von Bicken, Wildungen, Greifenstein und Böhmen.** Von O. Novák. Mit 5 Tafeln u. 8 Textfiguren. 1890. Preis: 10 Mark.
4. Heft: **Untersuchungen über silurische Cephalopoden.** Von H. Schröder. Mit 6 Tafeln und 1 Textfigur. 1891. Preis: 10 Mark.
5. Heft: **Ueber Zeuglodonten aus Aegypten und die Beziehungen der Archaeoceten zu den übrigen Cetaceen.** Von W. Dames. Mit 7 Tafeln und 1 Textfigur. 1894. Preis: 16 Mark.

## Neue Folge. Band 2. (Der ganzen Reihe 6. Band.)

Sechs Hefte. Preis: 82 Mark.

1. Heft: **Die oberen Kreidebildungen der Umgebung des Lago di Santa Croce in den Venetianer Alpen.** Von K. Futterer. Mit 1 geologischen Karte, 1 Profil-Tafel, 10 Petrefacten-Tafeln und 25 Textfiguren. 1892. Preis: 25 Mark.
2. Heft: **Ueber Aepyornis.** Von R. Burckhardt. Mit 4 Tafeln und 2 Textfiguren. 1893. Preis: 6 Mark.
3. Heft: **Beiträge zur Kenntnis der Fauna der Kreideformation von Hokkaidō.** Von K. Jimbō. Mit 9 Tafeln und 1 Kartenskizze im Text. 1894. Preis: 16 Mark.
4. Heft: **Die Chelonier der norddeutschen Tertiärformation.** Von W. Dames. Mit 4 Tafeln und 3 Textfiguren. 1894. Preis: 16 Mark.
5. Heft: **Ueber Stigmariopsis Grand'Eury.** Von H. Graf zu Solms-Laubach. Mit 3 Tafeln und 1 Textfigur. 1894. Preis: 7 Mark.
6. Heft: **Ueber einige Versteinerungen aus der Kreideformation der karnischen Voralpen.** Von K. Futterer. Mit 7 Tafeln und 2 Textfiguren. 1896. Preis: 12 Mark.

## Neue Folge. Band 3. (Der ganzen Reihe 7. Band.)

Drei Hefte. Preis: 69 Mark.

1. Heft: **Beiträge zur Kenntnis der paläozoischen Crinoiden Deutschlands.** Von O. Jaekel. Mit 10 Tafeln und 29 Textfiguren. 1895. Preis: 20 Mark.
2. Heft: **Die Reptilien des norddeutschen Wealden.** Nachtrag. Von E. Koken. Mit 4 Tafeln und 1 Textfigur. 1896. Preis: 9 Mark.
3. Heft: **Argentinische Jura-Ablagerungen.** Ein Beitrag zur Kenntnis der Geologie und Paläontologie der argentinischen Anden. Von A. Steuer. Mit 24 Tafeln, 1 Kartenskizze und 7 Textfiguren. 1897. Preis: 40 Mark.

## Neue Folge. Band 4. (Der ganzen Reihe 8. Band.)

Vier Hefte. Preis: 75 Mark.

1. Heft: **Die Gastropoden der Maestrichter Kreide.** Von F. Kaunhowen. Mit 13 Tafeln. 1898. Preis: 25 Mark.
2. Heft: **Der Dogger am Espinazito-Paß,** nebst einer Zusammenstellung der jetzigen Kenntnisse von der argentinischen Juraformation. Von A. Tornquist. Mit 10 Tafeln, 1 Profilskizze u. 1 Textfigur. 1898. Preis: 22 Mark.
3. Heft: **Die Spiriferen Deutschlands.** Von Hans Scupin. Mit 10 Tafeln, 11 Abbildungen im Text und einer schematischen Darstellung. 1900. Preis: 28 Mark.
4. Heft: **Die Ceratiten des oberen deutschen Muschelkalkes.** Von E. Philippi. Mit 21 Tafeln und 19 Abbildungen im Text. 1901. Preis: 40 Mark.

## Neue Folge. Band 5. (Der ganzen Reihe 9. Band.)

Vier Hefte. Preis: 70 Mark.

1. Heft: **Geologie der Radstädter Tauern.** Von F. Frech. Mit 1 geologischen Karte und 38 Abbildungen im Text. 1901. Preis: 18 Mark.
2. Heft: **Geologie der Umgebung des Iseosees.** Von A. Baltzer. Mit 1 geolog. Karte, 1 stratigr. Tabelle, 5 Tafeln und 19 Textabbildungen. 1902. Preis: 18 Mark.
3. Heft: **Beiträge zur Kenntnis der Säugetierreste aus den süddeutschen Bohnerzen.** Von M. Schlosser. Mit 5 Tafeln und 3 Abbildungen im Text. 1902. Preis: 28 Mark.
4. Heft: **Ueber Hybodus.** Von E. Koken. Mit 4 Tafeln und 5 Textabbildungen. 1907. Preis: 6 Mark.

## Neue Folge. Band 6. (Der ganzen Reihe 10. Band.)

Fünf Hefte. Preis: 97 Mark.

1. Heft: **Uebersicht über die Reptilien der Trias.** Von Friedrich von Huene. Mit 9 Tafeln und 78 Textabbildungen. 1902. Preis: 24 Mark.
2. Heft: **Zur Geologie von Sumatra.** Beobachtungen und Studien. Von Wilhelm Volz. Mit 12 Tafeln, 3 Karten und 45 Abbildungen im Text. 1904. Preis: 36 Mark.
3. Heft: **Neue Zeuglodonten aus dem unteren Mitteleocän vom Mokattam bei Cairo.** Von E. Fraas. Mit 3 Tafeln. 1904. Preis: 6 Mark.
4. Heft: **Die Kreide-Ammoniten von Texas.** (Collectio F. Roemer.) Von Rudolf Lasswitz. Mit 8 Tafeln und 8 Abbildungen im Text. 1904. Preis: 15 Mark.
5. Heft: **Die Brachiopoden des mittleren Lias Schwabens.** Mit Ausschluss der Spiriferinen. Von Karl Rau. Mit 4 Tafeln und 5 Abbildungen im Text. 1905. Preis: 16 Mark.

## Neue Folge. Band 7. (In Vorbereitung.)

## Neue Folge. Band 8. (Der ganzen Reihe 12. Band.)

Sechs Hefte. Preis: 97 Mark.

1. Heft: **Die Entwickelung von Indoceras Baluchistanense Noetling.** Ein Beitrag zur Ontogenie der Ammoniten. Von Fritz Noetling. Mit 7 Tafeln und 22 Abbildungen im Text. 1906. Preis: 20 Mark.
2. Heft: **Ueber die Dinosaurier der außereuropäischen Trias.** Von Friedrich von Huene. Mit 16 Tafeln und 102 Abbildungen im Text. 1906. Preis: 28 Mark.
3. Heft: **Die Ganoiden und Teleostier des lithographischen Schiefers von Nusplingen.** Von Erich Heineke. Mit 8 Tafeln und 21 Abbildungen im Text. 1907. Preis: 15 Mark.
4. Heft: **Ueber die Entwicklung von Oxynoticeras oxynotum Qu.** Von A. Knapp. Mit 4 Tafeln und 18 Abbildungen im Text. 1908. Preis: 8 Mark.
5. Heft: **Beiträge zur Kenntnis der Werfener Schichten Südtirols.** Von Paul von Wittenburg. Mit 5 Tafeln und 15 Abbildungen im Text. 1908. Preis: 12 Mark.
6. Heft: **1. Ein ganzes Tylosaurus-Skelett. 2. Ein primitiver Dinosaurier aus Elgin. 3. Neubeschreibung von Dasyceps Bucklandi.** Von Friedrich von Huene. Mit 2 Klapptafeln, 3 Tafeln und 34 Figuren im Text. 1910. Preis: 14 Mark.

## Neue Folge. Band 9. (Der ganzen Reihe 13. Band.)

Fünf Hefte. Preis: 89 Mark.

1. Heft: **Die Jurassischen Oolithe der schwäbischen Alb.** Von Friedrich Gaub. Mit 10 Lichtdruck-Tafeln. 1910. Preis: 20 Mark.
2. Heft: **Isländische Massenеruptionen.** Von Hans Reck. Mit 20 Abbildungen auf 9 Tafeln und 9 Figuren im Text. 1910. Preis: 18 Mark.
3. Heft: **Die Säugetierfauna des Pliocäns und Postpliocäns von Mexiko.** I. Carnivoren. Von Wilhelm Freudenberg. Mit 9 Tafeln und 5 Textfiguren. 1910. Preis: 15 Mark.
4. Heft: **Beitrag zur Stratigraphie des mittleren Keupers zwischen der Schwäbischen Alb und dem Schweizer Jura.** Von Richard Lang. Mit 1 Tafel. 1910. Preis: 6 Mark.
5. Heft: **Umrisse des geologischen Aufbaues der Vorkordillere zwischen den Flüssen Mendoza und Jachal.** Von Richard Stappenbeck. Mit 1 Karte im Maßstabe 1:500000, 3 Tafeln und 33 Textfiguren. 1911. Preis: 30 Mark.

*Fortsetzung auf Seite 3 des Umschlags.*

# Geologische und paläontologische Abhandlungen.

*Fortsetzung von Seite 2 des Umschlags.*

**Neue Folge. Band 10.** (Der ganzen Reihe 14. Band.)
Fünf Hefte. Preis: 125 Mark.

1. Heft: **1. Ueber Erythrosuchus, Vertreter der neuen Reptil-Ordnung Pelycosimia. 2. Beiträge zur Kenntnis und Beurteilung der Parasuchier.** Von Friedrich von Huene. Mit 19 Tafeln und 96 Textfiguren. 1911. Preis: 46 Mark.

2. Heft: **Die Fauna des unteren Oxford von Popilany in Litauen.** Von Karl Boden. Mit 8 Tafeln und 12 Abbildungen im Text. 1911. Preis: 24 Mark.

3. Heft: **Beiträge zur Kenntnis der Cephalopoden der norddeutschen unteren Kreide.** 1. Die Belemnitiden der norddeutschen unteren Kreide. 1. Die Belemniten des norddeutschen Gaults (Aptiens und Albiens). Von E. Stolley. Mit 8 Tafeln. 1911. Preis: 18 Mark.

4. Heft: **Die fossilen Schildkröten Aegyptens.** Von E. Dacqué. Mit 4 Beilagen, 2 Tafeln und 19 Textfiguren. 1912. Preis: 13 Mark.

5. Heft: **Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik der südöstlichen Alta Brianza.** Von Hans Rassmuss. Mit 1 Karte, 6 Tafeln und 4 Textfiguren. 1912. Preis: 24 Mark.

**Neue Folge. Band 11.** (Der ganzen Reihe 15. Band.)
Fünf Hefte. Preis: 104 Mark.

1. Heft: **Geologische Beschreibung des Kettenjura zwischen Reigoldswil (Baselland) und Oensingen (Solothurn).** Von Wilhelm Delhaes und Heinrich Gerth. Mit 8 Tafeln, 10 Textfiguren und 1 geologischen Karte im Maßstabe 1:25000. 1912. Preis: 28 Mark.

2. Heft: **1. Stylolithen und Drucksuturen.** Von Georg Wagner. Mit 3 Tafeln und 7 Textfiguren. — **2. Ueber Glazialschichten angeblich cambrischen Alters in Süd-Australien.** Von Fritz Noetling. Mit 4 Tafeln und 3 Textfiguren. 1912. Preis: 16 Mark.

3. Heft: **Ueber Paarhufer der fluviomarinen Schichten des Fajum.** Odontographisches und osteologisches Material. (Arbeit aus dem Kgl. Naturalienkabinett zu Stuttgart.) Von Martin Schmidt. Mit 9 Tafeln in Lichtdruck und 22 Textabbildungen. (Nach Photographien und Zeichnungen des Verfassers.) 1912. Preis: 30 Mark.

4. Heft: **Geologische Untersuchung des Lochengebietes bei Balingen.** Von Ernst Fischer. Mit 7 Tafeln, 2 Textfiguren und 1 geologischer Karte. 1913. Preis: 15 Mark.

5. Heft: **Beiträge zur Kenntnis der Plesiosaurier-Gattungen Peloneustes und Pliosaurus.** Nebst Anhang: Ueber die beiden ersten Halswirbel der Plesiosaurier. Von Hermann Lindner. Mit 4 Tafeln und 40 Textfiguren. 1913. Preis: 15 Mark.

**Neue Folge. Band 12.** (Der ganzen Reihe 16. Band.)

1. Heft: **Versuch einer geologischen Darstellung der Insel Celebes.** Von Johannes Ahlburg. Mit 11 Tafeln und 7 Figuren im Text. 1913. Preis: 42 Mark.

**Gesamtpreis für Neue Folge Bd. 1—6, 8—11 und 12, Heft 1: 911 Mark.**

**Supplement-Band I:**

**Die Dinosaurier der europäischen Triasformation** mit besonderer Berücksichtigung der außereuropäischen Vorkommnisse. Von **Friedrich von Huene**, a. o. Professor in Tübingen. Mit 351 Abbildungen im Text und einem Atlas von 111 Tafeln. 1907—1908. Preis: 160 Mark.

Inhaltsverzeichnis:

Vorwort. 1. Historische Einleitung. — 2. Beschreibung der einzelnen Funde. — 3. Systematische Uebersicht über die beschriebenen Arten. Anhang: Einzelaufzählung des Materials. — 4. Rekonstruktionen und Anatomisches. — 5. Vergleichung der europäischen und außereuropäischen Dinosaurier der Trias unter sich. — 6. Vergleichung der triassischen und der jüngeren Theropoden. — 7. Das Verhältnis der Theropoden zu den Sauropoden. — 8. Das Verhältnis der Theropoden zu den Orthopoden. — 9. Die Beziehungen der Dinosaurier zu anderen Reptilien. — 10. Die Entwicklung der Dinosaurier. Verzeichnis der benutzten Literatur.

# Grundzüge der tektonischen Geologie.

Von Dr. **Otto Wilckens**,
a. o. Professor der Geologie und Paläontologie an der Universität Jena.

Mit 118 Abbildungen.

1912. **Preis: 3 Mark 50 Pf., geb. 4 Mark 50 Pf.**

Inhalt: Einleitung. — 1. Begriff und Aufgabe der tektonischen Geologie. 2. Epirogenetische und orogenetische Bewegungen. 3. Die Dislokationen. — Morphologische Tektonik. I. Die tangentialen Dislokationen. A. Faltung. 1. Die Falte und ihre Teile. 2. Arten der Falten. 3. Die Reduktion des Mittelschenkels und die Faltenüberschiebung. 4. Faltenzüge. 5. Faltenachse. 6. Dimensionen der Falte. 7. Verbindung mehrerer Falten. 8. Konkordante und diskordante Faltung. 9. Fältelung. — B. Ueberschiebung. 1. Die Faltenüberschiebung. 2. Die Ueberschiebungsdecke und ihre Teile. 3. Gefaltete Decken und Deckenverzweigung. 4. Verbindung mehrerer Decken. 5. Mit Ueberschiebungen vergesellschaftete mechanische Beeinflussungen, Verdrückungen und Ausquetschungen von Decken und Deckenteilen. 6. Die Verstellung der Fazies. C. Zweifache Faltung, diskordante Lagerung. — D. Erodierte Falten und Ueberschiebungsdecken. 1. Falten. 2. Decken. 3. Massive. 4. Faltung nach Erosion. — E. Transversalverschiebungen. — F. Ueberschiebung ohne vorhergehende Faltung, Schollenüberschiebung, Spaltdecken, listrische Flächen. — II. Die radialen Dislokationen. A. Die Flexur. — B. Die Verwerfungen. 1. Die Verwerfungen. 2. Streichen und Fallen der Verwerfungen. 3. Sprunghöhe und Sprungweite der Verwerfungen. 4. Verwertungen in gefalteten Schichten. 5. Zusammentritt mehrerer Verwertungen. 6. Schleppung an Verwerfungen. 7. Wiederholte Bruchbildung. 8. Radiale Dislokationen und Oberflächenformen, geknickte Verwerfungen. — Wichtige Literatur. — Register.

Die zahlreichen Monographien des letzten Dezenniums über den Bau der alpinen Gebirge haben eine Terminologie geschaffen, deren Bezeichnungen naturgemäß so neu sind wie die Erkenntnis der Lagerungsverhältnisse, auf die sie sich beziehen. Ihre Berücksichtigung hat der Verfasser für seine wichtigste Aufgabe bei der Zusammenstellung dieses kleinen Leitfadens der tektonischen Geologie gehalten, der darum aber die anderen Erscheinungen des Schichtenbaues nicht weniger berücksichtigen soll. Er ist in erster Linie als Ergänzung zu den Lehrbüchern der Geologie gedacht und wird daher allen Studierenden der Geologie, Mineralogie und Geographie, weiter auch den Lehrern und einem weiteren Kreise von Gebildeten, die für Geologie Interesse haben, von besonderem Werte sein.

Soeben erschien:

# Abriss der Erzlagerstättenkunde.

Von

Prof. Dr. **A. Bergeat,**
Direktor des Mineralogischen Instituts der Universität Königsberg.

Mit 26 Abbildungen.

Abdruck aus dem „Handwörterbuch der Naturwissenschaften". Bd. III.)

(VI, 110 S. kl. 8°.) **1913. Preis: 2 Mark 50 Pf.**

Inhalt: 1. Einleitung. 2. Die wichtigsten auf den Erzlagerstätten vorkommenden Mineralien. a) Erzlager. b) Lagerarten und Gangarten. 3. Allgemeine geologische Verhältnisse. 4. Sekundäre Veränderungen der Mineralführung. 5. Systematik. 6. Entstehung der Erzlagerstätten und damit zusammenhängende besondere Eigenschaften. 7. Beziehungen der Erzlagerstätten zum Magma. 8. Die wichtigsten Lagerstätten in ihrer geographischen Verbreitung. 9. Ortsverzeichnis.

---

Soeben erschien:

# Grundriss der Kristallographie.

Für Studierende und zum Selbstunterricht.

Von

Dr. **Gottlob Linck,**
o. ö. Professor der Mineralogie und Geologie an der Universität Jena.

**Dritte verbesserte Auflage.**

Mit 631 Originalfiguren im Text und 3 farbigen, lithographischen Tafeln. (VIII, 272 S. gr. 8°.)

**1913. Preis: 11 Mark 50 Pf., geb. 12 Mark 50 Pf.**

Inhalt: I. Einleitung. II. Die 32 Symmetrieklassen. 1. Reguläres System. 2. Hexagonales System. 3. Tetragonales System. 4. Rhombisches System. 5. Monoklines System. 6. Triklines System. — III. Die physikalischen Eigenschaften der Kristalle. 1. Die Grundgesetze. 2. Das spezifische Gewicht. 3. Die Elastizität der Kristalle. 4. Auflösung und Zersetzung der Kristalle. 5. Das Verhalten der Kristalle gegen das Licht. 6. Verhalten der Kristalle gegen die Wärme. 7. Magnetische und elektrische Eigenschaften der Kristalle. — IV. Beziehungen zwischen den physikalischen Eigenschaften des Kristalls und seiner chemischen Zusammensetzung.

Die Kristallographie ist ein nach einheitlich erkanntem Plane aufgerichtetes Gebäude, dessen Schönheit und Klarheit des Aufrisses immer mehr bekannt und bewundert zu werden verdient. Dazu soll die neue Auflage dieses geschätzten „Grundrisses der Kristallographie" etwas beitragen. Sie ist textlich auf den neuesten Stand der Forschung gebracht und mit zahlreichen neuen Abbildungen versehen worden. Das Buch wird daher wie bisher allen Studierenden der Mineralogie und Interessenten, die es zum Selbstunterricht gebrauchen wollen, die wertvollsten Dienste leisten.

---

Naturwissenschaftliche Wochenschrift Nr. 52, 1896:

Der Grundriß ist in der Absicht verfaßt worden, Studierenden und sonstigen Freunden der Mineralogie einen Leitfaden in die Hand zu geben, welcher geeignet ist, dieselben mit den wesentlichen Teilen der Kristallographie bekannt zu machen, der aber zugleich einen mäßigen Preis und handlichen Umfang nicht überschreitet. Mit Recht ist dabei auf die wachsende Bedeutung dieses Wissenszweiges in verwandten Gebieten, z. B. in der Chemie, hingewiesen worden. . . .

Im übrigen muß besonders anerkannt werden, daß der Verfasser bei der Auswahl und Bearbeitung des umfangreichen Stoffes mit Sorgfalt und Geschick verfahren ist und das Wichtige treffend hervorgehoben hat. Der Grundriß, welcher zu dem mit einer überaus großen Zahl sorgfältig gezeichneter Figuren und zwei farbigen Tafeln ausgestattet ist, erscheint somit wohl geeignet, in die Kenntnis der wichtigsten Kapitel der Kristallographie einzuführen und wird zum Gebrauch empfohlen.

Chemiker-Zeitung Nr. 94, 1897:

. . . Seinen Zweck aber erfüllt das Werk im vollsten Maße. Der Text des Werkes ist sachlich, knapp und doch erschöpfend, die Figuren sind deutlich und gut ausgeführt. Wir können das Buch allen denjenigen, welche sich mit der Kristallographie vertraut machen wollen, nur warm empfehlen.

Zeitschrift für prakt. Geologie, September 1908, 16. Jahrg.:

An umfangreicheren, guten Lehrbüchern fehlt es zwar nicht, aber diese bringen dem, der sich erst einarbeiten will, gewöhnlich zu viel. Das vorliegende Buch will in die Kristallographie einführen und nur in knapper Form das Wichtigste bringen, dabei die Ergebnisse neuerer Forschungen, soweit sie gesichert sind, mit berücksichtigen. . . . Trotz der Fülle des Stoffes in engem Rahmen ist die Darstellung leicht faßlich und klar. . . . Aus diesem Grunde kann das Buch dem Studierenden als Leitfaden neben der Vorlesung warm empfohlen werden, zumal da der Anschaffungspreis niedrig bemessen ist.

---

Von Prof. Dr. **Gottlob Linck** in Jena ist ferner erschienen:

**Tabellen zur Gesteinskunde.** Für Geologen, Mineralogen, Bergleute, Chemiker, Landwirte und Techniker. Dritte vermehrte und verbesserte Auflage. Mit 4 Tafeln. 1909. Preis: 2 Mark.

Inhalt: 1. Chemische Zusammensetzung der Erdrinde. 2. Mineralien der Eruptivgesteine. 3. Verwandtschaftliche Beziehungen der Eruptivgesteine. 4. Die kieselsäurereicheren Eruptivgesteine. 5. Die kieselsäurearmeren Eruptivgesteine. 6. Die gangförmigen Spaltungsprodukte der Tiefgesteine. 7. Die Sedimente. 8. Die Gesteine der Kontaktmetamorphose. 9. Die Gesteine der Dynamometamorphose. 10. Die kristallinischen Schiefergesteine, eingeteilt nach Mineralbestand und Struktur. 11. Die Gneise und Schiefer, eingeteilt nach Mineralbestand und Struktur.

**Die Tafeln geben 16 Strukturbilder.**

Aus der Natur. 1909. Heft 16:

Diese neue Auflage des in der Praxis längst bewährten, vortrefflichen Werkes wird sich sicherlich zahlreiche Freunde erwerben. Wir brauchen an dieser Stelle nicht erst die Vorzüge dieser Tabellen, die für die Hand jedes mit petrographischen Dingen Beschäftigten unentbehrlich sind, aufzuzählen. . . .

Glückauf vom 5. Juni 1909:

Die vorliegenden Tabellen geben einen so klaren Ueberblick über das schwer übersichtliche Gebiet der Gesteinskunde mit seinen verwickelten Beziehungen zwischen den einzelnen Gruppen, Klassen und Altersstufen, wie es im Rahmen eines Schemas überhaupt möglich ist. Sie werden deshalb namentlich den Studierenden das Eindringen in diesen Lehrgegenstand wesentlich erleichtern können.

**Goethes Verhältnis zur Mineralogie und Geognosie.** Rede, gehalten zur Feier der akademischen Preisverteilung in Jena am 16. Juni 1906. Mit Bildern von Goethe und Lenz und einem Brief-Faksimile. 1906. Preis: 2 Mark.

**Kreislaufvorgänge in der Erdgeschichte.** Rede, gehalten zur Feier der akademischen Preisverteilung in Jena am 15. Juni 1912. 1912. Preis: 1 Mark 50 Pf.

Frommann'sche Buchdruckerei (Hermann Pohle) in Jena.

GEOLOGISCHE UND PALÆONTOLOGISCHE ABHANDLUNGEN

HERAUSGEGEBEN VON

J. F. POMPECKJ UND FR. FREIH. VON HUENE

NEUE FOLGE, BAND 12. (DER GANZEN REIHE BAND 16.) HEFT 3

# BEITRÄGE ZUR STRATIGRAPHIE UND BILDUNGSGESCHICHTE DES OBEREN HAUPTMUSCHELKALKS UND DER UNTEREN LETTENKOHLE IN FRANKEN

VON

GEORG WAGNER

MIT 9 TAFELN UND 31 TEXTABBILDUNGEN

JENA

VERLAG VON GUSTAV FISCHER

1913

# Geologische und paläontologische Abhandlungen.

**Neue Folge.** Herausgegeben von **W. Dames** [Bd. 1–4], **E. Kayser** [Bd. 1—3], **E. Koken** [Bd. 4—11], und **J. F. Pompeckj** und **Fr. Freiherr von Huene** [von Bd. 12 ab].

## Neue Folge. Band 1. (Der ganzen Reihe 5. Band.)

Fünf Hefte. Preis: 61 Mark.

1. Heft: **Die cephalopodenführenden Kalke des unteren Carbon von Erdbach-Breitscheid bei Herborn.** Von E. Holzapfel. Mit 8 Tafeln. 1889. Preis: 16 Mark.
2. Heft: **Beiträge zur Kenntnis der fossilen Flora einiger Inseln des südpacifischen und indischen Oceans.** Von L. Crié. Mit 10 Tafeln. 1889. Preis: 9 Mark.
3. Heft: **Vergl. Studien an einigen Trilobiten aus dem Hercyn von Bicken, Wildungen, Greifenstein und Böhmen.** Von O. Novák. Mit 5 Tafeln u. 8 Textfiguren. 1890. Preis: 10 Mark.
4. Heft: **Untersuchungen über silurische Cephalopoden.** Von H. Schroder. Mit 6 Tafeln und 1 Textfigur. 1891. Preis: 10 Mark.
5. Heft: **Ueber Zeuglodonten aus Aegypten und die Beziehungen der Archaeoceten zu den übrigen Cetaceen.** Von W. Dames. Mit 7 Tafeln und 1 Textfigur. 1894. Preis: 16 Mark.

## Neue Folge. Band 2. (Der ganzen Reihe 6. Band.)

Sechs Hefte. Preis: 82 Mark.

1. Heft: **Die oberen Kreidebildungen der Umgebung des Lago di Santa Croce in den Venetianer Alpen.** Von K. Futterer. Mit 1 geologischen Karte, 1 Profil-Tafel, 10 Petrefacten-Tafeln und 25 Textfiguren. 1892. Preis: 25 Mark.
2. Heft: **Ueber Aepyornis.** Von R. Burckhardt. Mit 4 Tafeln und 2 Textfiguren. 1893. Preis: 6 Mark.
3. Heft: **Beiträge zur Kenntnis der Fauna der Kreideformation von Hokkaidō.** Von K. Jimbō. Mit 9 Tafeln und 1 Kartenskizze im Text. 1894. Preis: 16 Mark.
4. Heft: **Die Chelonier der norddeutschen Tertiärformation.** Von W. Dames. Mit 4 Tafeln und 3 Textfiguren. 1894. Preis: 16 Mark.
5. Heft: **Ueber Stigmariopsis Grand'Eury.** Von H. Graf zu Solms-Laubach. Mit 3 Tafeln und 1 Textfigur. 1894. Preis: 7 Mark.
6. Heft: **Ueber einige Versteinerungen aus der Kreideformation der karnischen Voralpen.** Von K. Futterer. Mit 7 Tafeln und 2 Textfiguren. 1896. Preis: 12 Mark.

## Neue Folge. Band 3. (Der ganzen Reihe 7. Band.)

Drei Hefte. Preis: 69 Mark.

1. Heft: **Beiträge zur Kenntnis der paläozoischen Crinoiden Deutschlands.** Von O. Jaekel. Mit 10 Tafeln und 29 Textfiguren. 1895. Preis: 20 Mark.
2. Heft: **Die Reptilien des norddeutschen Wealden.** Nachtrag. Von E. Koken. Mit 4 Tafeln und 1 Textfigur. 1896. Preis: 9 Mark.
3. Heft: **Argentinische Jura-Ablagerungen.** Ein Beitrag zur Kenntnis der Geologie und Paläontologie der argentinischen Anden. Von A. Steuer. Mit 24 Tafeln, 1 Kartenskizze und 7 Textfiguren. 1897. Preis: 40 Mark.

## Neue Folge. Band 4. (Der ganzen Reihe 8. Band.)

Vier Hefte. Preis: 75 Mark.

1. Heft: **Die Gastropoden der Maestrichter Kreide.** Von F. Kaunhowen. Mit 13 Tafeln. 1898. Preis: 25 Mark.
2. Heft: **Der Dogger am Espinazito-Paß,** nebst einer Zusammenstellung der jetzigen Kenntnisse von der argentinischen Juraformation. Von A. Tornquist. Mit 10 Tafeln, 1 Profilskizze u. 1 Textfigur. 1898. Preis: 22 Mark.
3. Heft: **Die Spiriferen Deutschlands.** Von Hans Scupin. Mit 10 Tafeln, 11 Abbildungen im Text und einer schematischen Darstellung. 1900. Preis: 28 Mark.
4. Heft: **Die Ceratiten des oberen deutschen Muschelkalkes.** Von E. Philippi. Mit 21 Tafeln und 19 Abbildungen im Text. 1901. Preis: 40 Mark.

## Neue Folge. Band 5. (Der ganzen Reihe 9. Band.)

Vier Hefte. Preis: 70 Mark.

1. Heft: **Geologie der Radstädter Tauern.** Von F. Frech. Mit 1 geologischen Karte und 38 Abbildungen im Text. 1901. Preis: 18 Mark.
2. Heft: **Geologie der Umgebung des Iseosees.** Von A. Baltzer. Mit 1 geolog. Karte, 1 stratigr. Tabelle, 5 Tafeln und 19 Textabbildungen. 1902. Preis: 18 Mark.
3. Heft: **Beiträge zur Kenntnis der Säugetierreste aus den süddeutschen Bohnerzen.** Von M. Schlosser. Mit 5 Tafeln und 3 Abbildungen im Text. 1902. Preis: 28 Mark.
4. Heft: **Ueber Hybodus.** Von E. Koken. Mit 4 Tafeln und 5 Textabbildungen. 1907. Preis: 6 Mark.

## Neue Folge. Band 6. (Der ganzen Reihe 10. Band.)

Fünf Hefte. Preis: 97 Mark.

1. Heft: **Uebersicht über die Reptilien der Trias.** Von Friedrich von Huene. Mit 9 Tafeln und 78 Textabbildungen. 1902. Preis: 24 Mark.
2. Heft: **Zur Geologie von Sumatra.** Beobachtungen und Studien. Von Wilhelm Volz. Mit 12 Tafeln, 3 Karten und 45 Abbildungen im Text. 1904. Preis: 36 Mark.
3. Heft: **Neue Zeuglodonten aus dem unteren Mitteleocän vom Mokattam bei Cairo.** Von E. Fraas. Mit 3 Tafeln. 1904. Preis: 6 Mark.
4. Heft: **Die Kreide-Ammoniten von Texas.** (Collectio F. Roemer.) Von Rudolf Lasswitz. Mit 8 Tafeln und 8 Abbildungen im Text. 1904. Preis: 15 Mark.
5. Heft: **Die Brachiopoden des mittleren Lias Schwabens.** Mit Ausschluss der Spiriferinen. Von Karl Rau. Mit 4 Tafeln und 5 Abbildungen im Text. 1905. Preis: 16 Mark.

## Neue Folge. Band 7. (In Vorbereitung.)

## Neue Folge. Band 8. (Der ganzen Reihe 12. Band.)

Sechs Hefte. Preis: 97 Mark.

1. Heft: **Die Entwickelung von Indoceras Baluchistanense Noetling.** Ein Beitrag zur Ontogenie der Ammoniten. Von Fritz Noetling. Mit 7 Tafeln und 22 Abbildungen im Text. 1906. Preis: 20 Mark.
2. Heft: **Ueber die Dinosaurier der außereuropäischen Trias.** Von Friedrich von Huene. Mit 16 Tafeln und 102 Abbildungen im Text. 1906. Preis: 28 Mark.
3. Heft: **Die Ganoiden und Teleostier des lithographischen Schiefers von Nusplingen.** Von Erich Heineke. Mit 8 Tafeln und 21 Abbildungen im Text. 1907. Preis: 15 Mark.
4. Heft: **Ueber die Entwicklung von Oxynoticeras oxynotum Qu.** Von A. Knapp. Mit 4 Tafeln und 18 Abbildungen im Text. 1908. Preis: 8 Mark.
5. Heft: **Beiträge zur Kenntnis der Werfener Schichten Südtirols.** Von Paul von Wittenburg. Mit 5 Tafeln und 15 Abbildungen im Text. 1908. Preis: 12 Mark.
6. Heft: **1. Ein ganzes Tylosaurus-Skelett. 2. Ein primitiver Dinosaurier aus Elgin. 3. Neubeschreibung von Dasyceps Bucklandi.** Von Friedrich von Huene. Mit 2 Klapptafeln, 3 Tafeln und 34 Figuren im Text. 1910. Preis: 14 Mark.

## Neue Folge. Band 9. (Der ganzen Reihe 13. Band.)

Fünf Hefte. Preis: 89 Mark.

1. Heft: **Die Jurassischen Oolithe der schwäbischen Alb.** Von Friedrich Gaub. Mit 10 Lichtdruck-Tafeln. 1910. Preis: 20 Mark.
2. Heft: **Isländische Massenеruptionen.** Von Hans Reck. Mit 20 Abbildungen auf 9 Tafeln und 9 Figuren im Text. 1910. Preis: 18 Mark.
3. Heft: **Die Säugetierfauna des Pliocäns und Postpliocäns von Mexiko.** I. Carnivoren. Von Wilhelm Freudenberg. Mit 9 Tafeln und 5 Textfiguren. 1910. Preis: 15 Mark.
4. Heft: **Beitrag zur Stratigraphie des mittleren Keupers zwischen der Schwäbischen Alb und dem Schweizer Jura.** Von Richard Lang. Mit 1 Tafel. 1910. Preis: 6 Mark.
5. Heft: **Umrisse des geologischen Aufbaues der Vorkordillere zwischen den Flüssen Mendoza und Jachal.** Von Richard Stappenbeck. Mit 1 Karte im Maßstabe 1:500000, 3 Tafeln und 33 Textfiguren. 1911. Preis: 30 Mark.

*Fortsetzung auf Seite 3 des Umschlags.*

# Geologische und paläontologische Abhandlungen.

*Fortsetzung von Seite 2 des Umschlags.*

**Neue Folge. Band 10.** (Der ganzen Reihe 14. Band.)
Fünf Hefte. Preis: 125 Mark.

1. Heft: **1. Ueber Erythrosuchus, Vertreter der neuen Reptil-Ordnung Pelycosimia. 2. Beiträge zur Kenntnis und Beurteilung der Parasuchier.** Von Friedrich von Huene. Mit 19 Tafeln und 96 Textfiguren. 1911. Preis: 46 Mark.

2. Heft: **Die Fauna des unteren Oxford von Popilany in Litauen.** Von Karl Boden. Mit 8 Tafeln und 12 Abbildungen im Text. 1911. Preis: 24 Mark.

3. Heft: **Beiträge zur Kenntnis der Cephalopoden der norddeutschen unteren Kreide.** I. Die Belemnitiden der norddeutschen unteren Kreide. 1. Die Belemniten des norddeutschen Gaults (Aptiens und Albiens). Von E. Stolley. Mit 8 Tafeln. 1911. Preis: 18 Mark.

4. Heft: **Die fossilen Schildkröten Aegyptens.** Von E. Dacqué. Mit 4 Beilagen. 2 Tafeln und 19 Textfiguren. 1912. Preis: 13 Mark.

5. Heft: **Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik der südöstlichen Alta Brianza.** Von Hans Rassmuss. Mit 1 Karte, 6 Tafeln und 4 Textfiguren. 1912. Preis: 24 Mark.

**Neue Folge. Band 11.** (Der ganzen Reihe 15. Band.)
Fünf Hefte. Preis: 104 Mark.

1. Heft: **Geologische Beschreibung des Kettenjura zwischen Reigoldswil (Baselland) und Oensingen (Solothurn).** Von Wilhelm Delhaes und Heinrich Gerth. Mit 8 Tafeln, 10 Textfiguren und 1 geologischen Karte im Maßstabe 1:25000. 1912. Preis: 28 Mark.

2. Heft: **1. Stylolithen und Drucksuturen.** Von Georg Wagner. Mit 3 Tafeln und 7 Textfiguren. — **2. Ueber Glazialschichten angeblich cambrischen Alters in Süd-Australien.** Von Fritz Noetling. Mit 4 Tafeln und 3 Textfiguren. 1912. Preis: 16 Mark.

3. Heft: **Ueber Paarhufer der fluviomarinen Schichten des Fajum.** Odontographisches und osteologisches Material. (Arbeit aus dem Kgl. Naturalienkabinett zu Stuttgart.) Von Martin Schmidt. Mit 9 Tafeln in Lichtdruck und 22 Textabbildungen. (Nach Photographien und Zeichnungen des Verfassers.) 1912. Preis: 30 Mark.

4. Heft: **Geologische Untersuchung des Lochengebietes bei Balingen.** Von Ernst Fischer. Mit 7 Tafeln, 2 Textfiguren und 1 geologischer Karte. 1913. Preis: 15 Mark.

5. Heft: **Beiträge zur Kenntnis der Plesiosaurier-Gattungen Peloneustes und Pliosaurus.** Nebst Anhang: Ueber die beiden ersten Halswirbel der Plesiosaurier. Von Hermann Lindner. Mit 4 Tafeln und 40 Textfiguren. 1913. Preis: 15 Mark.

**Neue Folge. Band 12.** (Der ganzen Reihe 16. Band.)

1. Heft: **Versuch einer geologischen Darstellung der Insel Celebes.** Von Johannes Ahlburg. Mit 11 Tafeln und 7 Figuren im Text. 1913. Preis: 42 Mark.

2. Heft: **Beiträge zur Kenntnis des mittleren Muschelkalks und des unteren Trochitenkalks am östlichen Schwarzwaldrand.** Von Victor Hohenstein. Mit 8 Tafeln und 12 Textfiguren. 1913. Preis: 22 Mark.

**Gesamtpreis für Neue Folge Bd. 1—6, 8—11 und 12, Heft 1 und 2: 933 Mark.**

**Supplement-Band I:**

**Die Dinosaurier der europäischen Triasformation** mit besonderer Berücksichtigung der außereuropäischen Vorkommnisse. Von Friedrich von Huene, a. o. Professor in Tübingen. Mit 351 Abbildungen im Text und einem Atlas von 111 Tafeln. 1907—1908. Preis: 160 Mark.

Inhaltsverzeichnis:

Vorwort. 1. Historische Einleitung. — 2. Beschreibung der einzelnen Funde. — 3. Systematische Uebersicht über die beschriebenen Arten. Anhang: Einzelaufzählung des Materials. — 4. Rekonstruktionen und Anatomisches. — 5. Vergleichung der europäischen und außereuropäischen Dinosaurier der Trias unter sich. — 6. Vergleichung der triassischen und der jüngeren Theropoden. — 7. Das Verhältnis der Theropoden zu den Sauropoden. — 8. Das Verhältnis der Theropoden zu den Orthopoden. — 9. Die Beziehungen der Dinosaurier zu anderen Reptilien. — 10. Die Entwicklung der Dinosaurier. Verzeichnis der benutzten Literatur.

---

Soeben erschien:

# Abriss der Erzlagerstättenkunde.

Von

**Prof. Dr. A. Bergeat,**
Direktor des Mineralogischen Instituts der Universität Königsberg.

Mit 26 Abbildungen.

(Abdruck aus dem „Handwörterbuch der Naturwissenschaften". Bd. III.)

(VI, 110 S. kl. 8°.) **1913. Preis: 2 Mark 50 Pf.**

Inhalt: 1. Einleitung. 2. Die wichtigsten auf den Erzlagerstätten vorkommenden Mineralien. a) Erzlager. b) Lagerarten und Gangarten. 3. Allgemeine geologische Verhältnisse. 4. Sekundäre Veränderungen der Mineralführung. 5. Systematik. 6. Entstehung der Erzlagerstätten und damit zusammenhängende besondere Eigenschaften. 7. Beziehungen der Erzlagerstätten zum Magma. 8. Die wichtigsten Lagerstätten in ihrer geographischen Verbreitung. 9. Ortsverzeichnis.

Technische Blätter, Nr. 28 vom 12. Juli 1913:

Bergeat hat sich durch seine Neubearbeitung der Lagerstättenkunde von Stelzner einen bekannten Namen gemacht, so daß alle Arbeiten von ihm über Erzlagerstätten besonderes Interesse beanspruchen dürfen. Der vorliegende Abriß der Erzlagerstättenkunde ist eine gedrängte Zusammenfassung über alles Wissenswerte aus diesem Gebiet, die eigens für das Handbuch der Naturwissenschaften verfaßt ist. . . . Wem die Anschaffung des großen Werkes von Stelzner-Bergeat zu hohe Kosten verursacht, sei nachdrücklich auf dies kleine Werk hingewiesen.

Verlag von Gustav Fischer in Jena.

# Zoologisches Wörterbuch.

## Erklärung der zoologischen Fachausdrücke.

Zum Gebrauch beim Studium zoologischer, anatomischer, entwicklungsgeschichtlicher und naturphilosophischer Werke

verfaßt von

Prof. Dr. **E. Bresslau** in Straßburg i. E. und Prof. Dr. **H. E. Ziegler** in Stuttgart

unter Mitwirkung von

Prof. **J. Eichler** in Stuttgart, Prof. Dr. **E. Fraas** in Stuttgart, Prof. Dr. **K. Lampert** in Stuttgart, Dr. **Heinrich Schmidt** in Jena und Dr. **J. Wilhelmi** in Berlin

revidiert und herausgegeben von

Prof. Dr. **H. E. Ziegler** in Stuttgart.

**Zweite vermehrte und verbesserte Auflage.**

Mit 595 Abbildungen im Text. (XXI, 737 S. gr. 8°.) 1912. **Preis: 18 Mark, geb. 19 Mark.**

**Die neue Auflage enthält über 5500 Artikel.**

**Neue Weltanschauung.** 1913. Heft 2:

Die gemeinsame Arbeit dieser Herren hat unter der Leitung von Prof. Ziegler ein Werk geschaffen, das des höchsten Lobes würdig ist und das berufen erscheint, der Wissenschaft große Dienste zu leisten. Es erleichtert das Studium selbst schwieriger Fachwerke und macht sie weiteren Kreisen überhaupt erst zugänglich. Möge es auch in seiner neuen Gestalt viele Freunde finden und fleißig benutzt werden. Dr. W. B.

**Preuß. Lehrerzeitung.** 1913:

Jeder, der sich etwas eingehender mit dem Studium der Zoologie beschäftigt hat, wird das Bedürfnis nach einem Wörterbuch empfunden haben, das ihm unbekannte Fachausdrücke sachgemäß und kurz erklärt und vielleicht durch erläuternde Abbildungen dem Verständnis noch näher bringt, als es durch Worte möglich ist. Diesem Zwecke entspricht das vorliegende Zoologische Wörterbuch, das um so wertvoller ist, als auf diejenigen Begriffe, welche der allgemeinen Zoologie und der Deszendenztheorie angehören, besondere Sorgfalt verwandt wurde. Dasselbe gilt auch von den philosophischen Ausdrücken, die in zoologischen Werken gebraucht werden. Daß das Werk einem von so vielen gefühlten Bedürfnis entspricht, ist schon daraus zu erkennen, daß die erste Auflage, die in den Jahren 1907 bis 1910 erschien, wenige Monate nach seiner Vollendung im Buchhandel vergriffen war. Die zweite Auflage kann mit Recht als eine „verbesserte und vermehrte" bezeichnet werden, und verdient wegen ihrer Brauchbarkeit und Nützlichkeit angelegentliche Empfehlung. H. V.

**Frankfurter Zeitung.** 23. März 1913:

Diese Neuauflage zeigt zunächst eine wesentliche Vergrößerung. Einmal ist das Vorwort auf 21 Seiten angewachsen. Der Herausgeber gibt darin eine kurze und klare Uebersicht über den Zweck des Wörterbuches, über die Auswahl der Artikel und die Einrichtung des Buches, über die neue Nomenklatur, über Schreibweise und Betonung der fremdsprachlichen Ausdrücke und endlich werden die verschiedenen zoologischen Systeme einander gegenübergestellt. Ferner sind die Abbildungen (in Autotypie und Zinkographie) von 529 auf 595 vermehrt worden. . . . . Endlich ist der Text, d. h. die Zahl der behandelten Stichworte um ein ganz Beträchtliches vermehrt worden. Die 645 Textseiten der ersten Auflage sind auf 737 in der neuen angewachsen. Besonders die Erklärung von Fachausdrücken aus der Vererbungslehre, der Tierpsychologie, der allgemeinen Physiologie sind sehr zahlreich neu eingefügt worden. Die Herausgeber haben damit das Wörterbuch für weitere Kreise geeignet gemacht, nämlich für alle die, die sich für streng wissenschaftliche Forschungen und Fortschritte interessieren, aber dieser Materie doch entfernter stehen. Der Preis ist dem Wert des Buches angemessen und die Anschaffung nur zu empfehlen. Albrecht Hase.

**Archiv für Schiffs- und Tropenhygiene.** 1913. Heft 10:

Die vortrefflichen Textabbildungen sind durchaus geeignet, manche zoologische Begriffe, die sonst kaum verständlich gemacht werden können, in anschaulichster Weise zu erklären. Eine weitere Empfehlung des Werkes dürfte nach dem Gesagten wohl unnötig erscheinen; nicht allein für den Fachmann, für den Studierenden der Naturwissenschaften und Medizin, sondern für jeden Gebildeten, der sich für die Natur interessiert und zoologische Werke mit Genuß und Erfolg lesen will, ist das Buch ein treuer Helfer und zuverlässiger Freund. Eysell.

**Zentralblatt f. Biochemie und Biophysik.** 1912. 1. Sept.-Heft:

Das vorliegende Wörterbuch darf mit Fug auf äußerste Gründlichkeit Anspruch erheben. Davon gibt schon die Vorrede Kunde, in welcher der leitende Gedanke und der Plan des Ganzen ausführlich dargelegt werden. Es sollten hier in möglichster Vollständigkeit und Präzision außer den wichtigen zoologischen systematischen Fachausdrücken auch alle Termini technici der allgemeinen Zoologie, der Deszendenztheorie und der Biologie aufgeführt werden. Daß diese Aufgabe glänzend erfüllt wurde, lehrt eine Betrachtung des Werkes. Mit großer Sorgfalt wurde jeder Begriff analysiert und die Herausgeber ließen sich auch die Mühe nicht verdrießen, zur Erleichterung des Verständnisses eine möglichst detaillierte etymologische Ableitung der Begriffe zu geben. So finden wir beispielsweise dem Begriffe Kern die Ableitung von etwa 15 Hilfsbegriffen aus dem Lateinischen und Griechischen beigegeben. In solcher Vollständigkeit ist dies bisher bei keinem naturwissenschaftlichen Werke geschehen. Dabei wirkt diese etymologische Zugabe durchaus nicht als Ballast, sondern wird dem Benutzer zur Orientierung und zur Unterstützung des Gedächtnisses höchst willkommen sein. Dasselbe ist von der Auswahl der Abbildungen zu sagen.

Eine Empfehlung dieses Wörterbuches an dieser Stelle rechtfertigt sich damit, daß ja in allen biologischen Forschungen mit Begriffen operiert wird, die dem großen Gebiete der Zoologie und verwandter Gegenstände entlehnt sind, aber vielfach nur tote Begriffe bleiben. Ein Wörterbuch wie das vorliegende, wandelt sie in lebendige Anschaulichkeit.

In der Ausstattung des Werkes ist sich der bewährte Verlag im besten Sinne treu geblieben. Robert Lewin.

GEOLOGISCHE UND PALÆONTOLOGISCHE ABHANDLUNGEN

HERAUSGEGEBEN VON

J. F. POMPECKJ UND FR. FREIH. VON HUENE

NEUE FOLGE, BAND 12. (DER GANZEN REIHE BAND 16.) HEFT 4/5

# DIE SÄUGETIERE DES ÄLTEREN QUARTÄRS VON MITTELEUROPA

## MIT BESONDERER BERÜCKSICHTIGUNG DER FAUNA VON HUNDSHEIM UND DEUTSCHALTENBURG IN NIEDERÖSTERREICH

### NEBST BEMERKUNGEN ÜBER VERWANDTE FORMEN ANDERER FUNDORTE

VON

WILHELM FREUDENBERG

IN GÖTTINGEN

MIT 20 TAFELN UND 69 TEXTFIGUREN

JENA

VERLAG VON GUSTAV FISCHER

1914

# Geologische und paläontologische Abhandlungen.

**Neue Folge.** Herausgegeben von **W. Dames** [Bd. 1—4], **E. Kayser** [Bd. 1—3], **E. Koken** [Bd. 4—11] und **J. F. Pompeckj** und **Fr. Freiherr von Huene** [von Bd. 12 ab].

## Neue Folge. Band 1. (Der ganzen Reihe 5. Band.)

Fünf Hefte. Preis: 61 Mark.

1. Heft: **Die cephalopodenführenden Kalke des unteren Carbon von Erdbach-Breitscheid bei Herborn.** Von E. Holzapfel. Mit 8 Tafeln. 1889. Preis: 16 Mark.
2. Heft: **Beiträge zur Kenntnis der fossilen Flora einiger Inseln des südpacifischen und indischen Oceans.** Von L. Crié. Mit 10 Tafeln. 1889. Preis: 9 Mark.
3. Heft: **Vergl. Studien an einigen Trilobiten aus dem Hercyn von Bicken, Wildungen, Greifenstein und Böhmen.** Von O. Novák. Mit 5 Tafeln u. 8 Textfiguren. 1890. Preis: 10 Mark.
4. Heft: **Untersuchungen über silurische Cephalopoden.** Von H. Schröder. Mit 6 Tafeln und 1 Textfigur. 1891. Preis: 10 Mark.
5. Heft: **Ueber Zeuglodonten aus Aegypten und die Beziehungen der Archaeoceten zu den übrigen Cetaceen.** Von W. Dames. Mit 7 Tafeln und 1 Textfigur. 1894. Preis: 16 Mark.

## Neue Folge. Band 2. (Der ganzen Reihe 6. Band.)

Sechs Hefte. Preis: 82 Mark.

1. Heft: **Die oberen Kreidebildungen der Umgebung des Lago di Santa Croce in den Venetianer Alpen.** Von K. Futterer. Mit 1 geologischen Karte, 1 Profil-Tafel, 10 Petrefacten-Tafeln und 25 Textfiguren. 1892. Preis: 25 Mark.
2. Heft: **Ueber Aepyornis.** Von R. Burckhardt. Mit 4 Tafeln und 2 Textfiguren. 1893. Preis: 6 Mark.
3. Heft: **Beiträge zur Kenntnis der Fauna der Kreideformation von Hokkaidō.** Von K. Jimbō. Mit 9 Tafeln und 1 Kartenskizze im Text. 1894. Preis: 16 Mark.
4. Heft: **Die Chelonier der norddeutschen Tertiärformation.** Von W. Dames. Mit 4 Tafeln und 3 Textfiguren. 1894. Preis: 16 Mark.
5. Heft: **Ueber Stigmariopsis Grand'Eury.** Von H. Graf zu Solms-Laubach. Mit 3 Tafeln und 1 Textfigur. 1894. Preis: 7 Mark.
6. Heft: **Ueber einige Versteinerungen aus der Kreideformation der karnischen Voralpen.** Von K. Futterer. Mit 7 Tafeln und 2 Textfiguren. 1896. Preis: 12 Mark.

## Neue Folge. Band 3. (Der ganzen Reihe 7. Band.)

Drei Hefte. Preis: 69 Mark.

1. Heft: **Beiträge zur Kenntnis der paläozoischen Crinoiden Deutschlands.** Von O. Jaekel. Mit 10 Tafeln und 29 Textfiguren. 1895. Preis: 20 Mark.
2. Heft: **Die Reptilien des norddeutschen Wealden.** Nachtrag. Von E. Koken. Mit 4 Tafeln und 1 Textfigur. 1896. Preis: 9 Mark.
3. Heft: **Argentinische Jura-Ablagerungen.** Ein Beitrag zur Kenntnis der Geologie und Paläontologie der argentinischen Anden. Von A. Steuer. Mit 24 Tafeln, 1 Kartenskizze und 7 Textfiguren. 1897. Preis: 40 Mark.

## Neue Folge. Band 4. (Der ganzen Reihe 8. Band.)

Vier Hefte. Preis: 115 Mark.

1. Heft: **Die Gastropoden der Maestrichter Kreide.** Von F. Kaunhowen. Mit 13 Tafeln. 1898. Preis: 25 Mark.
2. Heft: **Der Dogger am Espinazito-Paß,** nebst einer Zusammenstellung der jetzigen Kenntnisse von der argentinischen Juraformation. Von A. Tornquist. Mit 10 Tafeln, 1 Profilskizze u. 1 Textfigur. 1898. Preis: 22 Mark.
3. Heft: **Die Spiriferen Deutschlands.** Von Hans Scupin. Mit 10 Tafeln, 14 Abbildungen im Text und einer schematischen Darstellung. 1900. Preis: 28 Mark.
4. Heft: **Die Ceratiten des oberen deutschen Muschelkalkes.** Von E. Philippi. Mit 21 Tafeln und 19 Abbildungen im Text. 1901. Preis: 40 Mark.

## Neue Folge. Band 5. (Der ganzen Reihe 9. Band.)

Vier Hefte. Preis: 70 Mark.

1. Heft: **Geologie der Radstädter Tauern.** Von F. Frech. Mit 1 geologischen Karte und 38 Abbildungen im Text. 1901. Preis: 18 Mark.
2. Heft: **Geologie der Umgebung des Iseosees.** Von A. Baltzer. Mit 1 geolog. Karte, 1 stratigr. Tabelle, 5 Tafeln und 19 Textabbildungen. 1902. Preis: 18 Mark.
3. Heft: **Beiträge zur Kenntnis der Säugetierreste aus den süddeutschen Bohnerzen.** Von M. Schlosser. Mit 5 Tafeln und 3 Abbildungen im Text. 1902. Preis: 28 Mark.
4. Heft: **Ueber Hybodus.** Von E. Koken. Mit 4 Tafeln und 5 Textabbildungen. 1907. Preis: 6 Mark.

## Neue Folge. Band 6. (Der ganzen Reihe 10. Band.)

Fünf Hefte. Preis: 97 Mark.

1. Heft: **Uebersicht über die Reptilien der Trias.** Von Friedrich von Huene. Mit 9 Tafeln und 78 Textabbildungen. 1902. Preis: 24 Mark.
2. Heft: **Zur Geologie von Sumatra.** Beobachtungen und Studien. Von Wilhelm Volz. Mit 12 Tafeln, 3 Karten und 45 Abbildungen im Text. 1904. Preis: 36 Mark.
3. Heft: **Neue Zeuglodonten aus dem unteren Mitteleocän vom Mokattam bei Cairo.** Von E. Fraas. Mit 3 Tafeln. 1904. Preis: 6 Mark.
4. Heft: **Die Kreide-Ammoniten von Texas.** (Collectio F. Roemer.) Von Rudolf Lasswitz. Mit 8 Tafeln und 8 Abbildungen im Text. 1904. Preis: 15 Mark.
5. Heft: **Die Brachiopoden des mittleren Lias Schwabens.** Mit Ausschluss der Spiriferinen. Von Karl Rau. Mit 4 Tafeln und 5 Abbildungen im Text. 1905. Preis: 16 Mark.

## Neue Folge. Band 7. (In Vorbereitung.)

## Neue Folge. Band 8. (Der ganzen Reihe 12. Band.)

Sechs Hefte. Preis: 97 Mark.

1. Heft: **Die Entwickelung von Indoceras Baluchistanense Noetling.** Ein Beitrag zur Ontogenie der Ammoniten. Von Fritz Noetling. Mit 7 Tafeln und 22 Abbildungen im Text. 1906. Preis: 20 Mark.
2. Heft: **Ueber die Dinosaurier der außereuropäischen Trias.** Von Friedrich von Huene. Mit 16 Tafeln und 102 Abbildungen im Text. 1906. Preis: 28 Mark.
3. Heft: **Die Ganoiden und Teleostier des lithographischen Schiefers von Nusplingen.** Von Erich Heineke. Mit 8 Tafeln und 21 Abbildungen im Text. 1907. Preis: 15 Mark.
4. Heft: **Ueber die Entwicklung von Oxynoticeras oxynotum Qu.** Von A. Knapp. Mit 4 Tafeln und 18 Abbildungen im Text. 1908. Preis: 8 Mark.
5. Heft: **Beiträge zur Kenntnis der Werfener Schichten Südtirols.** Von Paul von Wittenburg. Mit 5 Tafeln und 15 Abbildungen im Text. 1908. Preis: 12 Mark.
6. Heft: **1. Ein ganzes Tylosaurus-Skelett. 2. Ein primitiver Dinosaurier aus Elgin. 3. Neubeschreibung von Dasyceps Bucklandi.** Von Friedrich von Huene. Mit 2 Klapptafeln, 3 Tafeln und 34 Figuren im Text. 1910. Preis: 14 Mark.

## Neue Folge. Band 9. (Der ganzen Reihe 13. Band.)

Fünf Hefte. Preis: 89 Mark.

1. Heft: **Die Jurassischen Oolithe der schwäbischen Alb.** Von Friedrich Gaub. Mit 10 Lichtdruck-Tafeln. 1910. Preis: 20 Mark.
2. Heft: **Isländische Masseneruptionen.** Von Hans Reck. Mit 20 Abbildungen auf 9 Tafeln und 9 Figuren im Text. 1910. Preis: 18 Mark.
3. Heft: **Die Säugetierfauna des Pliocäns und Postpliocäns von Mexiko. I. Carnivoren.** Von Wilhelm Freudenberg. Mit 9 Tafeln und 5 Textfiguren. 1910. Preis: 15 Mark.
4. Heft: **Beitrag zur Stratigraphie des mittleren Keupers zwischen der Schwäbischen Alb und dem Schweizer Jura.** Von Richard Lang. Mit 1 Tafel. 1910. Preis: 6 Mark.
5. Heft: **Umrisse des geologischen Aufbaues der Vorkordillere zwischen den Flüssen Mendoza und Jachal.** Von Richard Stappenbeck. Mit 1 Karte im Maßstabe 1:500000, 3 Tafeln und 33 Textfiguren. 1911. Preis: 30 Mark.

*Fortsetzung auf Seite 3 des Umschlags.*

# Geologische und paläontologische Abhandlungen.

*Fortsetzung von Seite 2 des Umschlags.*

**Neue Folge. Band 10.** (Der ganzen Reihe 14. Band.)
Fünf Hefte. Preis: 125 Mark.

1. Heft: **1. Ueber Erythrosuchus, Vertreter der neuen Reptil-Ordnung Pelycosimia. 2. Beiträge zur Kenntnis und Beurteilung der Parasuchier.** Von Friedrich von Huene. Mit 19 Tafeln und 96 Textfiguren. 1911. Preis: 46 Mark.

2. Heft: **Die Fauna des unteren Oxford von Popilany in Litauen.** Von Karl Boden. Mit 8 Tafeln und 12 Abbildungen im Text. 1911. Preis: 24 Mark.

3. Heft: **Beiträge zur Kenntnis der Cephalopoden der norddeutschen unteren Kreide.** I. Die Belemnitiden der norddeutschen unteren Kreide. 1. Die Belemniten des norddeutschen Gaults (Aptiens und Albiens). Von E. Stolley. Mit 8 Tafeln. 1911. Preis: 18 Mark.

4. Heft: **Die fossilen Schildkröten Aegyptens.** Von E. Dacqué. Mit 4 Beilagen, 2 Tafeln und 19 Textfiguren. 1912. Preis: 13 Mark.

5. Heft: **Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik der südöstlichen Alta Brianza.** Von Hans Rassmuss. Mit 1 Karte, 6 Tafeln und 4 Textfiguren. 1912. Preis: 24 Mark.

**Neue Folge. Band 11.** (Der ganzen Reihe 15. Band.)
Fünf Hefte. Preis: 104 Mark.

1. Heft: **Geologische Beschreibung des Kettenjura zwischen Reigoldswil (Baselland) und Oensingen (Solothurn).** Von Wilhelm Delhaes und Heinrich Gerth. Mit 8 Tafeln, 10 Textfiguren und 1 geologischen Karte im Maßstabe 1:25000. 1912. Preis: 28 Mark.

2. Heft: **1. Stylolithen und Drucksuturen.** Von Georg Wagner. Mit 3 Tafeln und 7 Textfiguren. — **2. Ueber Glazialschichten angeblich cambrischen Alters in Süd-Australien.** Von Fritz Noetling. Mit 4 Tafeln und 3 Textfiguren. 1912. Preis: 16 Mark.

3. Heft: **Ueber Paarhufer der fluviomarinen Schichten des Fajum.** Odontographisches und osteologisches Material. (Arbeit aus dem Kgl. Naturalienkabinett zu Stuttgart.) Von Martin Schmidt. Mit 9 Tafeln in Lichtdruck und 22 Textabbildungen. (Nach Photographien und Zeichnungen des Verfassers.) 1912. Preis: 30 Mark.

4. Heft: **Geologische Untersuchung des Lochengebietes bei Balingen.** Von Ernst Fischer. Mit 7 Tafeln, 2 Textfiguren und 1 geologischer Karte. 1913. Preis: 15 Mark.

5. Heft: **Beiträge zur Kenntnis der Plesiosaurier-Gattungen Peloneustes und Pliosaurus.** Nebst Anhang: Ueber die beiden ersten Halswirbel der Plesiosaurier. Von Hermann Lindner. Mit 4 Tafeln und 40 Textfiguren. 1913. Preis: 15 Mark.

**Neue Folge. Band 12.** (Der ganzen Reihe 16. Band.)

1. Heft: **Versuch einer geologischen Darstellung der Insel Celebes.** Von Johannes Ahlburg. Mit 11 Tafeln und 7 Figuren im Text. 1913. Preis: 12 Mark.

2. Heft: **Beiträge zur Kenntnis des mittleren Muschelkalks und des unteren Trochitenkalks am östlichen Schwarzwaldrand.** Von Victor Hohenstein. Mit 8 Tafeln und 12 Textfiguren. 1913. Preis: 22 Mark.

3. Heft: **Beiträge zur Stratigraphie und Bildungsgeschichte des oberen Hauptmuschelkalks und der unteren Lettenkohle in Franken.** Von Georg Wagner. Mit 9 Tafeln und 31 Textabbildungen. 1913. Preis: 35 Mark.

**Gesamtpreis für Neue Folge Bd. 1—6, 8—11 und 12, Heft 1 bis 3: 1008 Mark.**

**Supplement-Band I:**

**Die Dinosaurier der europäischen Triasformation** mit besonderer Berücksichtigung der außereuropäischen Vorkommnisse. Von **Friedrich von Huene**, a. o. Professor in Tübingen. Mit 351 Abbildungen im Text und einem Atlas von 111 Tafeln. 1907—1908. Preis: 160 Mark.

Inhaltsverzeichnis:

Vorwort. 1. Historische Einleitung. — 2. Beschreibung der einzelnen Funde. — 3. Systematische Uebersicht über die beschriebenen Arten. Anhang: Einzelaufzählung des Materials. — 4. Rekonstruktionen und Anatomisches. — 5. Vergleichung der europäischen und außereuropäischen Dinosaurier der Trias unter sich. — 6. Vergleichung der triassischen und der jüngeren Theropoden. — 7. Das Verhältnis der Theropoden zu den Sauropoden. — 8. Das Verhältnis der Theropoden zu den Orthopoden. — 9. Die Beziehungen der Dinosaurier zu anderen Reptilien. — 10. Die Entwicklung der Dinosaurier. Verzeichnis der benutzten Literatur.

---

Soeben erschien:

# Weltsprache und Wissenschaft.

## Gedanken über die Einführung der internationalen Hilfssprache in die Wissenschaft.

Von

**L. Couturat,**
früher Prof. an d. Univ. Caen, jetzt Paris.

**O. Jespersen,**
Prof. an der Universität Kopenhagen.

**R. Lorenz,**
Prof. an d. Akademie für Sozial- und Handelswissenschaften Frankfurt a. M.

**W. Ostwald,**
em. Prof. a. d. Univ. Leipzig (Groß-Bothen).

**L. v. Pfaundler,**
em. Prof. an der Universität Graz.

**Zweite, durchgesehene und vermehrte Auflage.**

1913. (VIII, 154 S.) **Preis: 2 Mark.**

Inhalt: 1. **Die Sprache.** Von Wilhelm Ostwald. — 2. **Das Bedürfnis nach einer gemeinsamen Gelehrtensprache.** Von Leopold von Pfaundler. — 3. **Die Delegation pour l'adoption d'une langue auxiliaire internationale und die geschichtliche Entwicklung der Ido-Sprache.** Von Richard Lorenz. — 4. **Sprachliche Grundsätze beim Aufbau der internationalen Hilfssprache,** mit einem Anhang zur Kritik des Esperanto. Von Otto Jespersen. — 5. **Ueber die Anwendung der Logik auf das Problem der internationalen Sprache.** Von Louis Couturat. — 6. **Das Verhältnis der internationalen Sprache zur Wissenschaft.** Von Richard Lorenz. — 7. **Die wissenschaftliche Nomenklaturfrage.** Von Wilhelm Ostwald. — 8. **Die chemische Nomenklatur.** Von Wilhelm Ostwald. — 9. **Zur physikalischen Nomenklatur.** Von Leopold von Pfaundler. — 10. Schlußwort: **Lesen, Schreiben und Sprechen.** Von Leopold von Pfaundler.

Beilagen: 1. Probeseite aus dem internationalen Lexikon. 2. Grammatik, Wortbildung, grammatikalische Wörter. 3. Textprobe; ein praktisches Experiment. 4. Auszug aus den Statuten der Uniono por la linguo internaciona. 5. Leitende Persönlichkeiten der „Unionisten". 6. Alphabetisches Verzeichnis der Orte mit Ido-Gruppen nach Ländern geordnet. 7. Verzeichnis der Ido-Zeitschriften.

## Die europäischen Schlangen.

Kupferdrucktafeln nach Photographien der lebenden Tiere Von Dr. med. **Fritz Steinheil.**

Erstes Heft: Tafel 1. Col. Quatuorlineatus var. sauromates Pall. — Tafel 2. Trop. natrix var. Persa Pall. — Tafel 3. Col. Leopardinus Bonap. — Tafel 4. Col. Leopardinus Bonap. — Tafel 5. Zamenis Dahlii Sav. (XII, 6 S. Text.) 4°. 1913. Preis: 3 Mark.

Zweites Heft: Tafel 6. Col. Quatuorlineatus Lacép. — Tafel 7. Col. Quatuorlineatus Lacép. — Tafel 8. Col. Quatuorlineatus Lacep. juv. — Tafel 9. Col. Quatuorlineatus Lacép. juv. — Tafel 10. Zamenis gemonensis var. viridiflavus Lacép. (9 S. Text.) 4°. 1913. Preis: 3 Mark.

Drittes Heft: Tafel 11. Tropidonotus natrix var. Astreptophorus Seoane. — Tafel 12 und 13. Tropidonotus natrix var. Astreptophorus Seoane juv. — Tafel 14. Tropidonotus natrix Linné. — Tafel 15. Tropidonotus natrix Linné. Gelege. (4 S. Text.) 4°. 1913. Preis: 3 Mark.

Viertes Heft; Tafel 16. Coluber longissimus Laur. juv. (Junge Aeskulapnatter.) — Tafel 17. Colucer longissimus Laur. (Aeskulapnatter.) — Tafel 18. Coluber longissimus Laur. var. (Viergestreifte Aeskulapnatter.) — Tafel 19. Coluber longissimus var. Subgrisea Wern. (Schwarze Aeskulapnatter.) — Tafel 20. Zamenis gemonensis var. Carbonarius Fitz. (Schwarze Zornnatter.) (8 S. Text mit 2 Abbildungen.) 1914. Preis: 3 Mark.

Fünftes Heft: Tafel 21. Tropidonotus natrix L. — Tafel 22/25. Tropidonotus natrix var. persa Pall. (3 S. Text.) 4°. 1914. Preis: 3 Mark.

**Die Sammlung wird fortgesetzt.**

Die Tierwelt, Nr. 11 vom 1. Juni 1913 (über Heft 1):

. . . Das Werk will versuchen, eine Sammlung von Photographien aller europäischen Schlangen nur nach lebenden Tieren anzulegen. Die Probe nun, die uns der Verfasser bietet, ist wohl das Vollendetste, was die photographische Kunst bieten kann. Auf fünf Tafeln in Kupferdruck zeigt uns dieser Meister der Photographie die schönsten Schlangenaufnahmen, die wir je gesehen haben, gehoben noch durch die vorzüglichste technische Herstellung des Druckes. Jeder Tafel ist eine Beschreibung der Art, sowie individuelle und biologische Notizen beigegeben, die zwar kurz gehalten, doch genügend über das abgebildete Tier informieren. Unzweifelhaft wird diese ehrliche Arbeit nicht nur in Fachkreisen die verdiente Anerkennung finden, sondern auch bei dem großen Publikum Aufmerksamkeit erregen und viele neue Interessenten der Terrarienkunde zuführen. Das erste Heft enthält außer dem informativen Vorwort zur Einführung eine kurz gehaltene Uebersicht der systematischen Einteilung der europäischen Schlangen.

Zentralblatt f. Zoologie, allgem. u. experim. Biologie. Bd. 3:

Die wirklich vorzüglich ausgefallenen Tafeln stellen Coluber quatuorlineatus var. sauromates usw. vor. Der kurze einleitende und begleitende Text ist wissenschaftlich einwandfrei und bringt auch einige Beobachtungen des Autors. Hoffentlich kann das schöne Bilderwerk in gleicher Weise fortgesetzt und auch zu Ende geführt werden. F. Werner (Wien).

---

## Die Wirbeltiere Europas

**mit Berücksichtigung der Faunen von Vorderasien und Nordafrika.** Analytisch bearbeitet von Prof. Dr. **Otto Schmiedeknecht,** Kustos des Fürstl. Naturalienkabinetts in Rudolstadt. 1906. Preis: 10 Mark.

Nature, vom 6. September 1906:

Ein wertvolles und sorgfältiges Werk von dauerndem Werte und den Kern (marrow) einer ganzen Bibliothek faunistischer Werke enthaltend.

Allgemeine Zeitung, München, vom 27. Februar 1907:

Die kurze präzise Charakterisierung der Arten, die sichere Beherrschung der analytischen Methode (dichotome Tabellen), die sich in der scharfen Hervorhebung und Gegenüberstellung der hauptsächlichsten trennenden Merkmale kund tut, verrät auf jeder Seite des Buches den hervorragenden Systematiker.

Prof. Dr. K. Escherich.

---

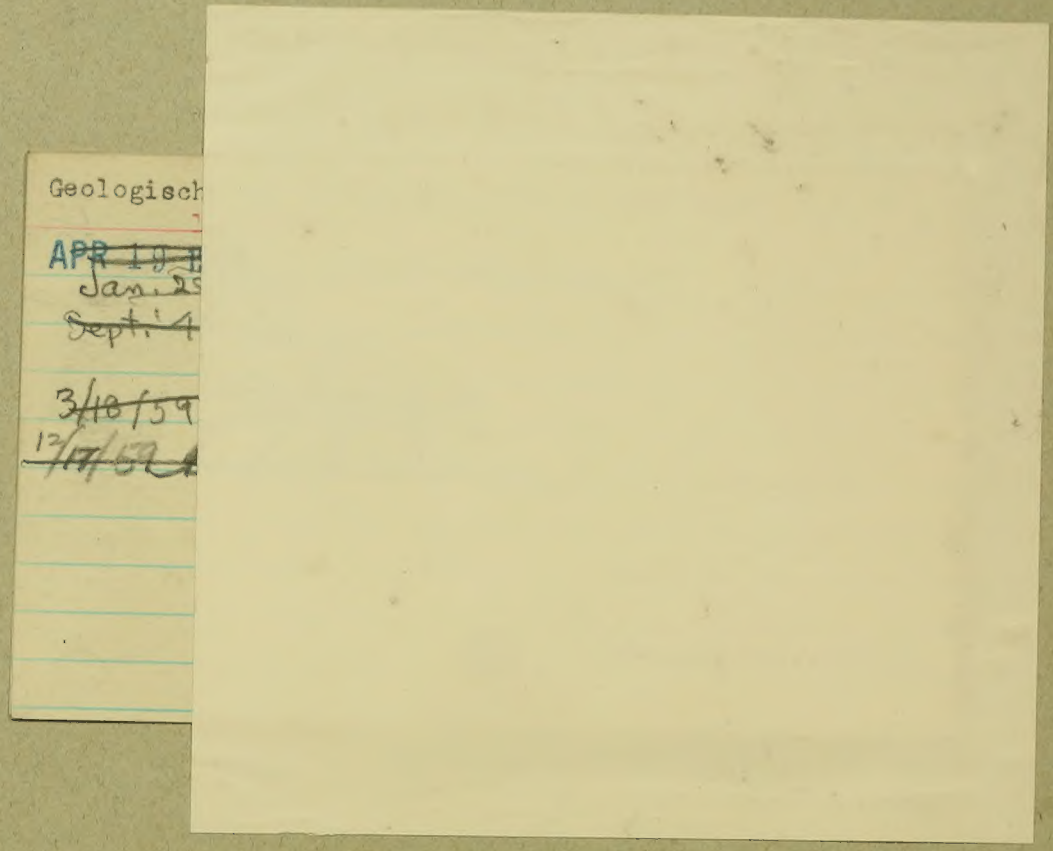
## Die Säugetiere.

Einführung in die Anatomie und Systematik der rezenten und fossilen Mamalia. Von Dr. **Max Weber,** Prof. der Zoologie in Amsterdam. Mit 567 Abbildungen. (XII, 866 S. gr. 8°.) 1904. Preis: 20 Mark, eleg. geb. 22 Mark 50 Pf.

Naturwissenschaftliche Wochenschrift:

Nicht nur der Zoologe, sondern auch der Paläozoologe — Weber behandelt auch die fossilen Säugetiere — und jeder des großen Kreises, der für die Säugetierkunde ein Interesse hegt, unter diesen insbesondere auch Lehrer, werden es dem Verfasser Dank wissen, daß er ihnen das vorliegende prächtige Buch beschert hat. Die zahlreichen, schönen und klaren, oftmals farbigen Abbildungen sind naturgemäß eine äußerst wichtige Zugabe. Verfasser hat das Hauptgewicht auf die Anatomie sowie auf das jetzige und geologische Vorkommen der Säugetiere gelegt, während die reine Systematik, für deren Studium gute Zusammenfassungen vorliegen, mehr in den Hintergrund tritt. Dem Weiterstudium wird der Weg durch eine (Seite 821 bis 850 einnehmende) Literaturliste geebnet. Das Buch zerfällt, nachdem zunächst eine Uebersicht der in demselben gebrauchten systematischen Uebersicht der Säugetiere geboten wird, in einen anatomischen Teil (300 Seiten umfassend) und in einen systematischen Teil. Der letztere behandelt die einzelnen Ordnungen in der folgenden Weise. Zunächst bietet der Verfasser jedesmal eine Uebersicht über ihre anatomischen Merkmale, indem er bionomische Bemerkungen einflechtet; es folgt die Diagnose der Ordnung und ihre geographische Verbreitung. Hieran schließt sich der taxonomische Teil, der zunächst die systematische Verteilung, meist in der Form dichotomischer Tabellen darlegt. Die nordeuropäische Fauna ist besonders berücksichtigt. Zum Schluß einer jeden Ordnung wird ihre Vorgeschichte besprochen.

Frommannsche Buchdruckerei (Hermann Pohle) Jena.


Geologisch
APR
Jan. 2
Sept. 4
3/18/59
12/17/59

AMNH LIBRARY
100125355